



Piero Azevedo Berquó de Sampaio

**Litogeoquímica e petrografia das rochas encaixantes e da
mineralização do depósito Aurífero Pontal, *Greenstone Belt*
Pitangui, Conceição do Pará (MG)**

**Trabalho Final de Curso
(Geologia)**

UFRJ
Rio de Janeiro
2019



UFRJ

Piero Azevedo Berquó de Sampaio

Litogeoquímica e Petrografia das rochas encaixantes e da mineralização do depósito Aurífero Pontal, *Greenstone Belt* Pitangui, Conceição do Pará (MG)

Trabalho Final de Curso de Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito necessário para obtenção do grau de Geólogo.

Orientadores

Atlas Vasconcelos Corrêa Neto (UFRJ)

Mariana Brando Soares (UFRJ)

Rio de Janeiro

Dezembro 2019

PIERO, Azevedo Berquó de Sampaio

Litogeoquímica e petrografia das rochas encaixantes e da mineralização do depósito Aurífero Pontal, Greenstone Belt Pitangui, Conceição do Pará (MG) / Piero Azevedo Berquó de Sampaio - - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2019.

xx, 105 p. : il.; 30cm

Trabalho Final de Curso (Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, 2019.

Orientadores: Atlas Vasconcelos Corrêa Neto, Mariana Brando Soares

1. Geologia. 2. Geologia Regional e Econômica – Trabalho de Conclusão de Curso. I. Atlas Vasconcelos Corrêa Neto. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia. III. Título.

Piero Azevedo Berquó de Sampaio

Litogeoquímica e Petrografia das rochas encaixantes e da mineralização do depósito Aurífero Pontal, *Greenstone Belt* Pitangui, Conceição do Pará (MG)

Trabalho Final de Curso de Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito necessário para obtenção do grau de Geólogo.

Orientadores

Atlas Vasconcelos Corrêa Neto (UFRJ)

Mariana Brando Soares (UFRJ)

Aprovada em: 06.12.2019

Por:

Orientador: Atlas Vasconcelos Corrêa Neto (UFRJ)

Julio Cezar Mendes (UFRJ)

Gustavo Luiz Campos Pires (UFRJ)

UFRJ

Rio de Janeiro

2019

UFRJ
Rio de Janeiro
2019

Aos meus pais Ana e Paulo

Agradecimentos

Aos meus orientadores Atlas Corrêa Neto e Mariana Brando pelas discussões e incentivo. São dois profissionais que servem de modelo e exemplo a ser seguido, com dedicação e ética sempre presentes. As dúvidas geradas e as hipóteses levantadas foram combustível para a pesquisa. Agradeço também a todo grupo de estudos pelas discussões e conhecimentos compartilhados, em especial ao doutorando Felipe Alves pelo apoio nas técnicas analíticas e preparação de amostras.

A Jaguar Mining pela liberação dos dados e apoio financeiro ao projeto. Em especial ao geólogo *Msc.* Vitor Silveira pelo suporte na etapa de campo e após ela, mas também aos outros geólogos, técnicos e auxiliares de galpão. Sem a colaboração deles o trabalho não teria sido possível.

Aos meus pais, Ana Lucia Vieira de Azevedo e Paulo Augusto Berquó de Sampaio, por sempre terem se esforçado para que eu tivesse as melhores oportunidades para me desenvolver acadêmica e pessoalmente.

A minha namorada Elisa Dourado, pelo companheirismo e paciência sempre presentes.

Aos meus amigos da faculdade pelo companheirismo ao longo desses cinco anos, por terem tornado as viagens de campo experiências inesquecíveis.

Aos meus amigos fora da geologia que sempre estiveram do meu lado desde antes de entrar na graduação e certamente continuarão depois.

Agradeço também ao CETEM, sobretudo ao técnico Josimar, por abrir as portas para que eu pudesse realizar meu estudo.

Ao Lagesed por permitir o uso do espaço para análises petrográficas e imageamento das lâminas delgadas.

Por fim gostaria de agradecer a todos os professores com quem já tive aula, com alguns tive mais afinidade e com outros menos, mas todos tiveram participação essencial na minha vida.

Eu quase que nada não sei. Mas desconfio de muita coisa.

Riobaldo “Tatarana” – João Guimarães Rosa

Resumo

SAMPAIO, Piero Azevedo Berquó. Litogeoquímica e Petrografia das rochas encaixantes e da mineralização do depósito Aurífero Pontal, *Greenstone Belt* Pitangui, Conceição do Pará (MG). 2019. 105 f. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

O depósito aurífero Pontal está situado no *Greenstone Belt* Pitangui, cerca de quatro quilômetros a noroeste da mina Turmalina (Au). A mineralização está encaixada em rochas metassedimentares clásticas, principalmente meta-aglomerado vulcânicos. As rochas encaixantes e a mineralização aurífera deste depósito foram estudadas utilizando petrografia de luz transmitida e refletida, análises de microscopia eletrônica acoplada a detector de raios-x (EDS) e geoquímica de rocha total. As rochas encaixantes são caracterizadas por clastos angulosos (frequentemente de rochas metavulcânicas) imersos em matriz formada principalmente por quartzo, clorita, plagioclásio e biotita. Essas rochas possuem elevado teor de elementos incompatíveis como Zr e Y, além de elevada quantidade de elementos terras raras totais, principalmente médios e pesados. O enriquecimento em incompatíveis e terras raras é coerente com cristalização fracionada de basaltos de *back-arc*. As rochas do depósito Pontal provavelmente foram formadas em ambiente de *back-arc*, tendo sido formadas a partir de processos similares a colapso de domo vulcânico. A mineralização aurífera ocorre associada à sulfetação, predominantemente disseminada, sendo pirrotita+arsenopirita+pirita+berthierita a associação de sulfetos mais bem correlacionada com altos teores de ouro. A associação geoquímica do ouro com As e Sb indica um fluido de baixa salinidade, com enxofre reduzido sendo o principal ligante responsável pelo transporte de metais. A temperatura do fluido mineralizante é estimada na faixa de 455-565 °C, o que é condizente com as faixas de temperatura já publicadas na região de Pitangui.

Palavras-chave: Ouro; *Greenstone Belts*; Pitangui.

Abstract

SAMPAIO, Piero Azevedo Berquó. Lithogeochemistry and petrography of the host rocks and mineralization of the Pontal auriferous deposit, Pitangui Greenstone Belt, Conceição do Pará (MG). 2019. 105 f. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

The Pontal gold deposit is situated in the Pitangui Greenstone Belt, approximately four kilometers to the northwest of the Turmalina gold mine. The mineralization is hosted by clastic metasedimentary rocks, mainly metadiamicrites. The rocks host rocks and the mineralization were studied using transmitted and reflected light petrography, electron microscope analyses coupled with x-ray detector (EDS), as well as whole-rock geochemistry. The host rocks are characterized by angular clasts (frequently metavolcanic) immersed in a quartz, chlorite, plagioclase and biotite matrix. These rocks have high levels of incompatible elements such as Zr and Y, as well as high levels of rare earth elements, most notably medium and heavy specimens. The incompatible and rare earth elements enrichment is coherent with fractional crystallization of back-arc basin basalts. The Pontal deposit host rocks were most probably formed in a back-arc environment in a process such as a volcanic dome collapse. The auriferous mineralization is associated with sulfidation, mainly disseminated, with pyrrhotite+arsenopyrite+pyrite+berthierite being the sulfide association best correlated with high gold grades. The association of gold with As and Sb indicates a low-salinity fluid, with reduced sulfur being the main ligand responsible for metal transportation. The mineralizing fluid temperature is estimated to be between 455 and 565 °C, which is in agreement with published data in the Pitangui region.

Keywords: Gold; Greenstone Belts; Pitangui

Lista de Figuras

- Figura 1:** Localização e acesso a área de estudos. (A) Mapa mostrando a rota para se chegar de Belo Horizonte a Pitangu. Mapa de infraestrutura DNIT (2019); (B) Região de Pitangui marcadores amarelos mostram a localização do Depósito Pontal, da mina Turmalina e de Pitangui. Modificada de imagem de luz visível do sensor SPOT, obtida dia 09/11/2019, utilizando o software Terra Incognita.....4
- Figura 2:** (A) Limite do Cráton São Francisco e suas faixas móveis pré-brasilianas (Heilbron et al., 2017) e distribuição das rochas do embasamento cratônico; (B) Configuração geológica simplificada do Quadrilátero Ferrífero. Modificado de Brando Soares et al., 2017. As mineralizações auríferas englobam depósitos do tipo ouro orogênico, Witwatersrand e Jacutinga.....6
- Figura 3:** Correlação entre as unidades do greenstone belt Pitangui e os ciclos de sedimentação do greenstone belt Rio das Velhas (Baltazar e Zucchetti, 2007). Modificado de Brando Soares et al., 2017.....11
- Figura 4:** (A) Mapa geológico da região da Mina Turmalina; (B) Seção geológica A-A'; (C) Seção geológica B-B'. Modificado de Silveira e Gasparotto (2019).....16
- Figura 5:** (A) Localização dos furos de sondagem; (B) Visão tridimensional dos furos descritos; (C) Localização do depósito Pontal em relação aos outros depósitos e corpos mineralizados da região de Turmalina. Área destacada é detalhada na figura 5A (Detalhe do mapa da figura 4; Modificado de Silveira e Gasparotto, 2019).....20
- Figura 6:** Histograma de distribuição de valores de enxofre por amostra. Seta vermelha indica o ponto em que as análises foram cortadas. Análises com menos de 0,23% de enxofre foram consideradas background e não foram consideradas nas demais análises.....21

Figura 7: Perfis litológicos dos furos do depósito Pontal. Os três primeiros furos são ao norte do Rio São João e os três últimos são a sul. SL: Solo. Perfis esquemáticos, não estão na orientação e separação reais.....23

Figura 8: Aspectos macroscópicos do meta-aglomerado vulcânico do depósito Pontal. (A) Amostra de superfície do meta-aglomerado vulcânico fortemente intemperizado mostrando clastos angulosos de composição variada; (B) Aspecto amendoado dos clastos e veio de quartzo com estrutura pinch-and-swell furo PTL062 – 68,30m; (C) Clastos fortemente estirados. Furo PTL062 – 31,50m.....24

Figura 9: Fotomicrografias de luz transmitida das rochas encaixantes do depósito Pontal. (A) PTL065-215,05. Clastos de quartzo monocristalino, policristalino e de plagioclásio defletindo foliação marcada por clorita e biotita. Polarizadores paralelos; (B) PTL065-215,05. Cristaloclastos de plagioclásio defletindo foliação. Polarizadores paralelos; (C) PTL065-215,05. Clastos de rocha metavulcânica intermediária defletindo foliação com carbonato crescendo nas sombras de pressão. Polarizadores cruzados; (D) PTL063-187,00. Clorita fina na matriz. Polarizadores paralelos; (E) PTL065-215,05. Clorita grossa associada com carbonato e pirrotita em veios. Polarizadores paralelos; (F) PTL063-26,90. Textura brechosa da rocha com clastos angulosos. Polarizadores paralelos.....25

Figura 10: Fotomicrografias das rochas do depósito Pontal. (A) PTL065-64,35. Clasto de rocha metavulcânica intermediária composta por quartzo+plagioclásio+biotita+ilmenita com agregados grossos de plagioclásio+clorita+biotita+pirrotita. Polarizadores paralelos; (B) Mesma vista de (A), mas a polarizadores cruzados; (C) PTL065-69,70. Clasto de rocha metavulcânica máfica constituído por clorita+opacos+plagioclásio+biotita. Polarizadores paralelos; (D) Mesma vista que (C), mas a polarizadores cruzados.....26

Figura 11: Metatufo com intercalação de metabrecha cortado por veio de carbonato concordante. Furo PTL041 – 67,78m.....28

Figura 12: Fotomicrografias de luz transmitida do metatufo. Lâmina PTL065-29,30. (A) Aspecto geral do metatufo com clastos de quartzo monocristalino, quartzo policristalino, plagioclásio e de rochas metavulcânicas amendoados e alongados ao

longo de foliação marcada por biotita e clorita. Polarizadores paralelos; (B) Mesma vista que (A), mas com polarizadores cruzados.....29

Figura 13: Principais tipos de alteração hidrotermal do depósito Pontal. (A) Foto de testemunho. PTL062-60,70m. Veios de carbonato concordantes com a foliação; (B) Fotomicrografia de luz transmitida. PTL065-207,65. Veios de quartzo+carbonato concordantes e carbonato disseminado na matriz; (C) Foto de testemunho. PTL062-105,35m. Zonas de silicificação paralelas a foliação; (D) Fotomicrografia de luz transmitida. PTL065-207,65. Veios de quartzo subparalelos; (E) Foto de testemunho. PTL041-48,70m. Zona com forte sericitização; (F) Fotomicrografia de luz transmitida. PTL065-75,25. Sericita substituindo clorita e biotita na matriz; (G) Foto de testemunho. PTL047-45,80m. Clasto parcialmente cloritizado e sulfetado; (H) Fotomicrografia de luz transmitida. PTL065-64,35. Biotita da matriz alterada para clorita.....32

Figura 14: Estilos de sulfetação em macroscopia. (A) PTL041 – 71,70m. Zonas com sulfetação (pirita) substituindo a matriz e clastos piritizados; (B) PTL062–117.10. Veio de sulfeto maciço composto por Ber+Py+Apy±Po; (C) PTL041-41.10m. Arsenopirita disseminada na matriz próximo a veio de quartzo+carbonato+clorita; (D) PTL062-103,30m. Sulfetos (Py+Apy) concentrados na zona de charneira de veio de quartzo+carbonato dobrado.....35

Figura 15: Formas de ocorrência de pirrotita. (A) PTL062-116,7. Imagem de MEV. Pirrotita inclusa em arsenopirita₁; (B) PTL062-116,7. Fotomicrografia de luz refletida. Pirrotita sobrecrecendo cristal euédrico de arsenopirita₁; (C) PTL065-167,5. Imagem de MEV. Pirrotita intersticial entre cristais de arsenopirita₂. (D) PTL065-165,9A. Fotomicrografia de luz refletida. Cristal anédrico de pirrotita; (E) PTL065-167,5. Fotomicrografia de luz refletida. Pirrotita em veio de quartzo+sulfeto; (F) PTL062-116,7. Imagem de MEV. Intercrescimento mirmequítico de pirrotita e ullmanita próximo a cristais de berthierita e pirrotita.....36

Figura 16: Formas de ocorrência de arsenopirita. (A) PTL062-116,7. Fotomicrografia de luz refletida. Arsenopirita₁ disseminada na matriz alongada segundo a foliação; (B)

PTL065-165,9B. Fotomicrografia de luz refletida. Arsenopirita₁ em cristais grossos subédricos a euédricos; (C) PTL065-167,5. Fotomicrografia de luz refletida. Veio de sulfeto maciço composto por arsenopirita₂+pirrotita+jamesonita; (D) PTL065-167,5. Imagem de MEV. Detalhe de (C) mostrando os cristais euédricos finos de arsenopirita₂.....37

Figura 17: Berthierita e antimônio nativo. (A) PTL065-165,9A. Fotomicrografia de luz refletida. Cristal subédrico de berthierita envolvido por pirrotita anédrica; (B) PTL062-116,7. Imagem de MEV. Berthierita crescendo orientada entre lamelas de biotita; (C) PTL065-165,9B. Fotomicrografia de luz refletida. Cristal de berthierita subédrico próximo a arsenopirita₁ e pirrotita e cristal subédrico de antimônio nativo; (D) PTL062-116,7. Imagem de MEV. Agregado de cristais de antimônio nativo.....38

Figura 18: Formas de ocorrência de ouro. Todas as imagens são de elétrons retroespalhados feitas em MEV da amostra PTL062-116,7. (A) Ouro próximo a cristal de arsenopirita_(G) com sobrecrecimento de pirrotita; (B) Ouro em lamela orientada em cristal de arsenopirita₁; (C) Ouro em fraturas de cristal de arsenopirita_(G); (D) Ouro como inclusão em cristal de arsenopirita_(G).....39

Figura 19: Diagramas de dispersão elemento x elemento para as rochas encaixantes do depósito Pontal.....40

Figura 20: (A) Distribuição de elementos terras raras do depósito Pontal normalizada para condrito (Boynton, 1984); (B) Distribuição de elementos incompatíveis do depósito Pontal normalizada para manto primitivo (Sun e McDonough, 1989).....41

Figura 21: Diagramas de dispersão dos elementos positivamente correlacionados com Au. (A) As x Au; (B) S x Au; (C) Sb x Au; (D) W x Au.....44

Figura 22: Diagramas de dispersão dos elementos parcialmente correlacionados com ouro. (A) K x Au; (B) Rb x Au; (C) Tl x Au.....45

Figura 23: Diagramas de dispersão dos elementos sem correlação e negativamente correlacionados com ouro. (A) Ag x Au; (B) Na x Au; (C) Nb x Au; (D) Ta x Au; (E) Ti x Au.....46

Figura 24: Círculo de correlações entre elementos. Quanto maior o comprimento da linha de cada elemento mais forte o controle pela PC paralela. Elementos situados a 90° entre si não se correlacionam, elementos a 180° entre si se correlacionam negativamente.....47

Figura 25: Variação das amostras do depósito Pontal segundo as componentes principais e os vetores de influência de cada elemento. Legenda das cores é igual à da figura.....47

Figura 26: Perfil de variação de ouro, As, S e Sb ao longo do furo PTL063. Faixas amarelas representam os maiores teores de ouro. As associações de sulfetos principais estão plotadas ao lado dos intervalos.....48

Figura 27: Perfil de variação de ouro, As, S e Sb ao longo do furo PTL065. Faixas amarelas representam os maiores teores de ouro. As associações de sulfetos principais estão plotadas ao lado dos intervalos.....49

Figura 28: Geotermômetro da arsenopirita, modificado de Kretschmar e Scott (1976). Área sombreada mostra o campo representado pelas amostras do presente trabalho.....50

Figura 29: (A) Seção geológica do corpo C da mina Turmalina mostrando o nível de metaglomerado vulcânico. Modificado de Albuquerque (2019); (B) *Spiderplot* mostrando distribuição de terras raras normalizado para condrito (Boynton, 1984) das rochas do depósito Pontal e do meta-aglomerado vulcânico do corpo C; (C) *Spiderplot* mostrando distribuição de elementos incompatíveis normalizado para manto primitivo (Sun & McDonough, 1989).....52

Figura 30: *Spiderplot* mostrando a distribuição de elementos terras raras normalizados para condrito (Boynton, 1984) das rochas do depósito Pontal e dos metabasaltos de *back arc* do depósito São Sebastião (Brando Soares *et al.*, 2020).....54

Figura 31: Diagramas de dispersão com o *trend* de cristalização fracionada. (A) La x Zr; (B) Y x Zr; (C) Yb x Zr.....54

Figura 32: Diagrama de alteração A-CNK-FM de Nesbitt e Young (1989). A proximidade das amostras do depósito Pontal da linha de composição original evidencia o baixo nível de alteração intempérica e corrobora com proximidade da área fonte.....55

Figura 33: Diagrama de $\log(aS_2)$ x T de Barton (1971). Utilizando as temperaturas de 455°C a 565°C obtidas utilizando o geotermômetro da arsenopirita e a paragênese po+ber+Sb obtém-se que $\log(aS_2)$ enxofre variou de -6 a -8,2. Área sombreada mostra o campo representado pelas amostras do presente trabalho.....57

Figura 34: Imagem de elétrons retroespalhados feita com MEV da seção polida PTL065-167,5. Jamesonita e pirrotita ocorrendo em espaços entre cristais de arsenopirita_(F).....59

Lista de Tabelas

Tabela 1: Síntese evolutiva da porção sul do CSF durante o Arqueano. ¹ Baltazar e Zucchetti, 2007, ² Noce <i>et al.</i> , 2005, ³ Lana <i>et al.</i> , 2013, ⁴ Farina <i>et al.</i> , 2015, ⁵ Romano <i>et al.</i> , 2013, ⁶ Teixeira <i>et al.</i> , 2017, ⁷ Moreira <i>et al.</i> , 2019.....	7
Tabela 2: Comparação entre as diferentes subdivisões propostas para o Greenstone Belt Pitangui.....	10
Tabela 3: Exemplos dos tipos de mineralização aurífera na região do Quadrilátero Ferrífero. ¹ Lobato <i>et al.</i> , 2001b; ² Cabral <i>et al.</i> , 2006; ³ Ribeiro Rodrigues <i>et al.</i> , 2007; ⁴ Vial <i>et al.</i> , 2007a; ⁵ Vial <i>et al.</i> , 2007b; ⁶ Koglin <i>et al.</i> , 2014; ⁷ Roncato Júnior <i>et al.</i> , 2015.....	12
Tabela 4: Porcentagem modal dos minerais essenciais encontrados no meta-aglomerado vulcânico	28
Tabela 5: Composição modal dos minerais essenciais do metatufo.....	30
Tabela 6: Porcentagem da variância total representada por cada componente principal (PC).....	43
Tabela 7: : Relação temporal entre as diferentes fases de minerais da ganga e relacionados ao minério.....	60

Lista de Apêndices

Apêndice A: Numeração, coordenadas, cota, azimuth, dip e comprimento dos furos de sondagem descritos	72
Apêndice B: Amostras selecionadas para confecção de lâminas delgadas.....	73
Apêndice C: Amostras selecionadas para a confecção de seções polidas.....	74
Apêndice D: Abreviações de nomes dos minerais segundo recomendações do IUGS	74
Apêndice E: Resultados das análises químicas das rochas encaixantes do depósito Pontal	75
Apêndice F: Resultados de análises químicas da zona mineralizada - https://drive.google.com/open?id=1AWS8MIPBYVH5VWZKjHifPTaXko34AeUfEzHE5GK5Mw	76
Apêndice G: Resultados das análises de EDS de arsenopirritas	76
Apêndice H: Diagramas de dispersão elemento x elemento.....	77
Apêndice I: Perfil de variação de ouro, As, S e Sb ao longo do furo PTL041. Faixas amarelas representam os maiores teores de ouro. As associações de sulfetos principais estão plotadas ao lado dos intervalos	77

Sumário

Agradecimentos	vi
Resumo	viii
Abstract	ix
Lista de Figuras	x
Lista de Tabelas	xvi
Lista de Apêndices	xvii
Sumário	xix
1 – INTRODUÇÃO	1
1.1 – Objetivos e Justificativa	2
1.2 – Localização e Acesso	3
1.3 – Aspectos Fisiográficos	3
2 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	5
2.1 – <i>Greenstone belts</i>	8
2.1.1 – <i>Greenstone belt</i> Rio das Velhas	8
2.1.2 – <i>Greenstone belt</i> Pitangui	9
2.1.2.1 – Geologia Estrutural	12
2.2 – Ouro orogênico no Quadrilátero Ferrífero	13
2.2.1 – Depósitos auríferos no <i>Greenstone Belt</i> Pitangui	14
3 – METODOLOGIA	17

4 – RESULTADOS.....	23
4.1 Estratigrafia	23
4.1.1 Meta-aglomerado vulcânicos.....	23
4.1.1.1 Descrição Macroscópica	23
4.1.1.2 Descrição Microscópica.....	23
4.1.2 Quatzo xisto	29
4.1.2.1 Descrição Macroscópica	29
4.1.2.2 Descrição microscópica.....	29
4.2 Metamorfismo e alteração hidrotermal	31
4.2.1 Metamorfismo.....	31
4.2.2 Alteração hidrotermal	31
4.3 Intervalos Mineralizados.....	34
4.3.1 Descrição macroscópica	34
4.3.2 Descrição microscópica.....	34
4.5 Geoquímica da mineralização	43
4.6 – Geotermômetro da arsenopirita.....	51
5 – DISCUSSÃO	52
5.1 Posicionamento estratigráfico e distribuição areal	52
5.2 Ambiente tectônico.....	53
5.3 Associação metálicas e significado das componentes principais.....	57
5.3.1 Ordem de cristalização dos opacos.....	59

5.3.2 Origem do fluido	61
6 – CONCLUSÕES	63
7 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	64
8 – APÊNDICES	72

1 – INTRODUÇÃO

Rochas arqueanas impõem um desafio para geólogos ao redor do mundo devido ao seu registro fragmentário e altamente retrabalhado por eventos tectônicos mais jovens. Regiões de clima úmido como o sudeste do Brasil aumentam a escala de dificuldade da montagem do quebra-cabeças geológico, devido aos espessos mantos de intemperismo que recobrem os escudos, sobretudo as regiões dominadas por rochas máficas e xistos, como é o caso de muitos *Greenstone Belts*. Mesmo em regiões bem estudadas como o Quadrilátero Ferrífero (QF), lacunas no conhecimento são frequentes.

A região noroeste do QF, onde está situado o *Greenstone Belt* Pitangui (GBP), foi historicamente menos submetida a campanhas de exploração mineral e estudos geológicos que o *Greenstone Belt* Rio das Velhas (GBRV; Romano, 2007). Durante décadas, este *greenstone* foi considerado simplesmente uma extensão do GBRV. No entanto, o GBP apresenta grau metamórfico mais elevado e por isso foi tradicionalmente considerado como tendo menor prospectividade para ouro. Trabalhos recentes (Brando Soares *et al.*, 2017; 2020) mostram diferenças marcantes entre o GBP e GBRV. Entretanto, a maioria das amostras analisadas nestes trabalhos são concentradas nas cercanias do Depósito São Sebastião e outros alvos exploratórios da porção centro-leste do GBP (figura 2). Para melhorar a compreensão da evolução do GBP e os processos nele atuantes é necessário que rochas de outras porções deste *Greenstone* sejam analisadas.

Além de mostrar diferenças na evolução do GBP e GBRV, trabalhos recentes (e.g., Brando Soares *et al.*, 2018; Fabrício-Silva *et al.*, 2018) também mostram que existem diferenças entre os processos que deram origem às jazidas auríferas no GBP e no GBRV. Os processos no GBP parecem ter ocorrido a temperaturas mais altas que no GBRV. Estes estudos foram focados no depósito São Sebastião e nos corpos A e C da mina Turmalina

A região do QF constitui uma prolífica Província Mineral brasileira, com produção de ouro ocorrendo de modo quase contínuo desde o início do século XVIII, além da produção de ferro, manganês, alumínio, topázio imperial, entre outros bens minerais (Lobato *et al.* 2001b; Uhlein e Noce, 2012). O QF se situa na borda meridional do Cráton São Francisco e é composto por três grupos distintos de rochas: granitos e

gnaisse arqueanos a paleoproterozoicos, *greenstone belts* meso a neoarqueanos e sucessões supracrustais paleo a neoproterozoicas. As mais importantes mineralizações auríferas do QF estão relacionadas a depósitos do tipo ouro orogênico (e.g. Lobato *et al.*, 2001b) hospedados em rochas do GBRV, de idade Meso a Neoarqueana (Baltazar & Zucchetti, 2007). Exemplos desses depósitos são as minas de Morro Velho (10,71 Moz @ 7,19 g/t Au; Lobato *et al.*, 2016) e Cuiabá (6,78 Moz @ 10,51 g/t Au; AngloGold Ashanti Resources and Reserves Report, 2018). Na porção noroeste do QF ocorre uma associação de rochas semelhante à do *Greenstone Belt* Rio das Velhas, compreendendo o *Greenstone Belt* Pitangui (GBP; Romano, 2007; Brando Soares *et al.*, 2017).

O GBP também hospeda mineralizações auríferas como por exemplo o depósito São Sebastião da IAMGOLD (0,638 Moz Au @ 4,88g/t; El Rassi e Vos, 2014) e a Mina Turmalina operada pela Jaguar Mining (recursos e reservas + histórico de produção (1992 – 2016): 1,398 Moz @ 4,52 g/t Au; <https://www.jaguarmining.com/en/operations/reserves-resources/> acessado em 25/10/2019; Cox e Pressacco, 2017). O Complexo Turmalina engloba ainda outros depósitos menores, como Faina (0,058 Moz @ 6,87 g/t Au) e Pontal (0,062 Moz @ 4,72 g/t Au). Estes depósitos são hospedados em rochas metavulcânicas máficas (Faina) e metassedimentares clásticas (Pontal; Cox e Pressacco, 2017) e se localizam ao longo da mesma zona de cisalhamento que passa pelo corpo C da mina.

Aqui serão abordados aspectos da geologia das rochas hospedeiras e da mineralização do depósito aurífero Pontal, buscando acrescentar ao entendimento sobre a evolução geológica e geologia econômica da região.

1.1 – Objetivos e Justificativa

A carência de mais estudos sistemáticos sobre as rochas do GBP dificulta o entendimento da evolução geotectônica desta região e a compreensão dos processos atuantes no GBP auxiliará no entendimento da geodinâmica da borda meridional do Cráton São Francisco.

O depósito Pontal nunca foi alvo de trabalhos científicos. Dessa forma o presente estudo visa a fechar essa lacuna no conhecimento do GBP, inserindo as

rochas hospedeiras e a mineralização deste depósito nos modelos geológicos e metalogenéticos que vêm sendo desenvolvidos recentemente para o GBP.

O presente trabalho tem dois objetivos: (i) Caracterizar as rochas do depósito Pontal e entender sua relação com as demais rochas do GBP e; (ii) Entender os processos mineralizantes que deram origem ao depósito Pontal, para que junto com a bibliografia e outros trabalhos sendo realizados nessa linha se possa entender a mineralização aurífera na região da Mina Turmalina como um todo.

1.2 – Localização e Acesso

O depósito Pontal localiza-se entre os municípios de Pitangui e Conceição do Pará, próximo ao encontro entre os rios São João e Pará (figura 1A). Tomando o município de Pitangui como referência, a distância entre a área e a cidade de Belo Horizonte por rodovia é de cerca de 125 km. Para chegar a Belo Horizonte a partir do Rio pode se utilizar a BR-040 ou um voo até o aeroporto mais próximo de Confins.

De Belo Horizonte para Pitangui a rota mais curta utiliza a BR-262 até as imediações da cidade de Pará de Minas, onde se deve acessar a BR-352 até Pitangui (Figura 1B). De Pitangui para a mina Turmalina deve ser feito retorno no sentido Belo Horizonte até o entroncamento com a estrada BR-352, que deve ser acessada. A partir da BR-352, as vias locais são não pavimentadas e levam tanto ao galpão de testemunhos da Jaguar Mining, quanto ao local do depósito Pontal.

1.3 – Aspectos Fisiográficos

Segundo Romano (2007), a região entre os municípios de Conceição do Pará e Pará de Minas é mais escavada por drenagens em relação ao resto da folha Pará de Minas, onde há espessas capas intempéricas. Nessa região próxima a Conceição do Pará os vales dos rios Pará e São João formam extensos terraços aluvionares e a rede de drenagem local possui padrão retangular. A erosão fluvial deu origem a escarpas gnáissicas e pontões rochosos (Romano, 2007). O depósito Pontal se localiza no encontro entre os rios Pará e São João, em uma região deprimida em meio a colinas.

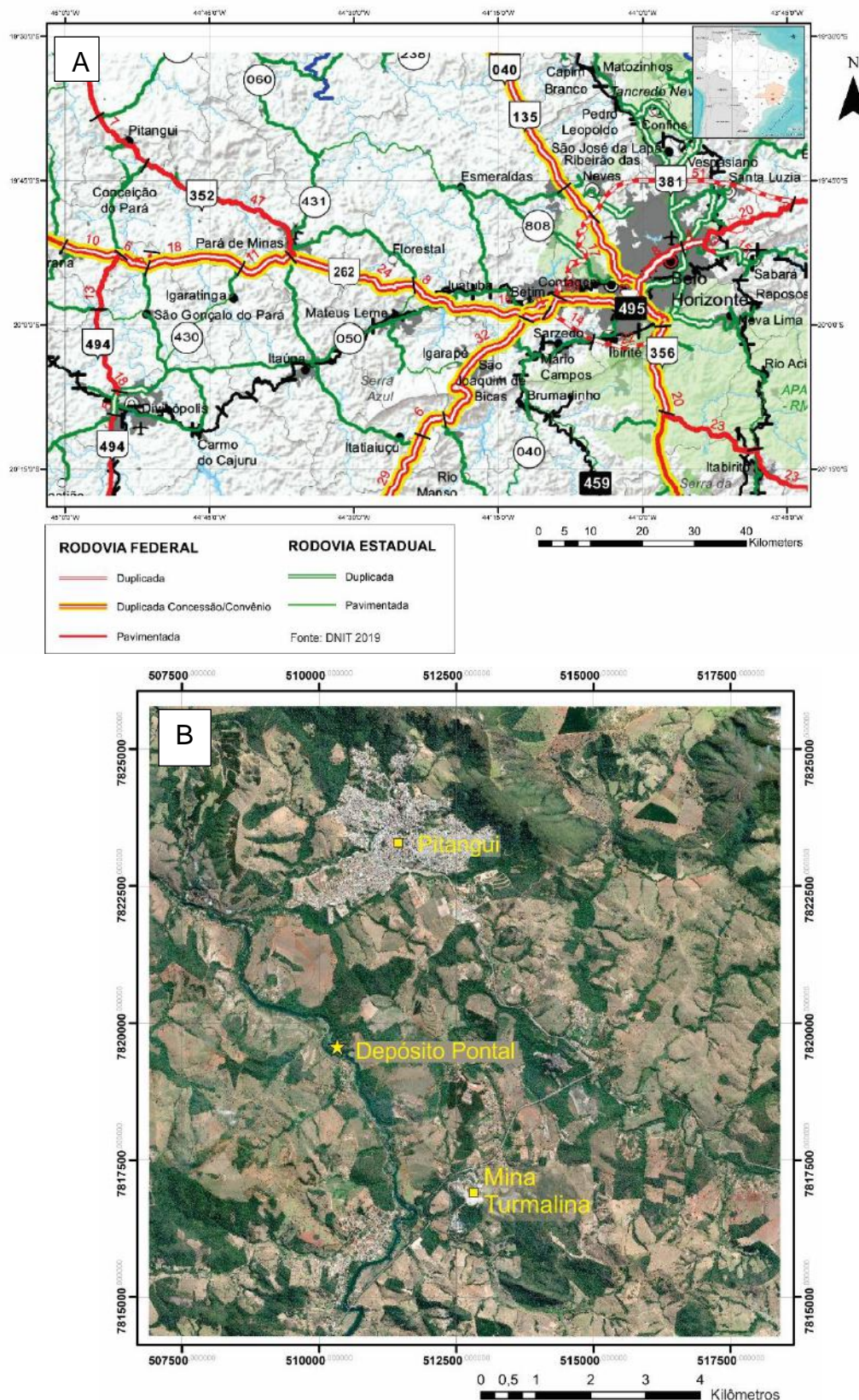


Figura 1: Localização e acesso a área de estudos. (A) Mapa mostrando a rota para se chegar de Belo Horizonte a Pitanguí. Mapa de infraestrutura DNIT (2019); (B) Região de Pitanguí marcadores amarelos mostram a localização do Depósito Pontal, da mina Turmalina e de Pitanguí. Modificada de imagem de luz visível do sensor SPOT, obtida dia 09/11/2019, utilizando o software Terra Incognita.

2 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

Resultado da amalgamação de blocos arqueanos durante o Riáciano-Orosiriano, no Evento Transamazônico (também chamada Orogenia Minas – Teixeira *et al.*, 2015), o Cráton São Francisco (CSF; Figura 2A; Almeida, 1977; Hasui, 2012) é uma importante entidade geotectônica sul americana. As assembleias de rochas mais antigas estão expostas principalmente nos lobos norte (por exemplo blocos Gavião e Jequié; Barbosa e Sabaté, 2004) e sul (Quadrilátero Ferrífero) do cráton (Teixeira *et al.*, 2017).

A borda meridional do CSF é composta predominantemente por rochas constituintes do embasamento cratônico (mais velhas que 1,8 Ga; Almeida, 1977), como gnaisses TTG (Trondhjemit-Tonalito-Granodiorito), granitoides, *greenstone belts*, e sucessões supracrustais (Heilbron *et al.*, 2017). Situada neste contexto está uma importante Província Mineral brasileira, o Quadrilátero Ferrífero (QF; figura 2B; Dorr, 1969; Baltazar e Zucchetti, 2007).

A região do QF pode ser dividida em três grupos principais de rochas: (i) Terrenos granito-gnáissicos Arqueanos a Paleoproterozoicos; (ii) *greenstone belts* Arqueanos e; (iii) rochas supracrustais Proterozoicas (Baltazar e Zucchetti, 2007).

O QF é limitado por complexos metamórficos predominantemente gnáissicos, sendo estes Bação, Santa Bárbara, Belo Horizonte, Bonfim, Divinópolis, Campo Belo e Passa Tempo (Teixeira *et al.*, 2017). Os mais antigos eventos magmáticos constituem os Eventos Santa Bárbara e Campo Belo, com idades de 3,22 a 3,20 Ga (Lana *et al.*, 2013; Teixeira *et al.*, 2017). Após o Evento Santa Bárbara, três outros eventos magmáticos ocorreram: Rio das Velhas I (2,93 – 2,90 Ga), Rio das Velhas II (2,80 – 2,77Ga) e Mamona (2,76 – 2,68 Ga), onde os dois primeiros compreendem magmatismo de afinidade predominantemente TTG e o último de afinidade predominantemente alcalina de alto potássio (Lana *et al.*, 2013; Farina *et al.*, 2015).

Ocorrem na região também *greenstone belts*, que se dividem em duas faixas de idades. Os mais antigos, como o Fortaleza de Minas e o Piumhi têm cerca de 3,1 Ga (Teixeira *et al.*, 2017). Estes *Greenstone Belts* mais velhos se localizam fora do domínio cratônico e estão incluídos no domínio da Faixa Brasília. Os *greenstone belts* mais jovens, dos quais o mais bem estudado é o Rio das Velhas, formaram-se entre 2,95 e 2,67 Ga (Machado e Carneiro, 1992; Baltazar e Zucchetti, 2007, Moreira *et al.*,

2019). O *Greenstone Belt* Rio das Velhas é formado predominantemente por rochas vulcânicas máficas e ultramáficas, metassedimentares químicas e clásticas e metavulcânicas ácidas. (Lobato *et al.*, 2001a; Baltazar e Zucchetti, 2007; Noce *et al.*, 2005). A evolução tectônica do *Greenstone Belt* Rio das Velhas e dos complexos granito-gnáissicos adjacentes está sintetizada na tabela 1.

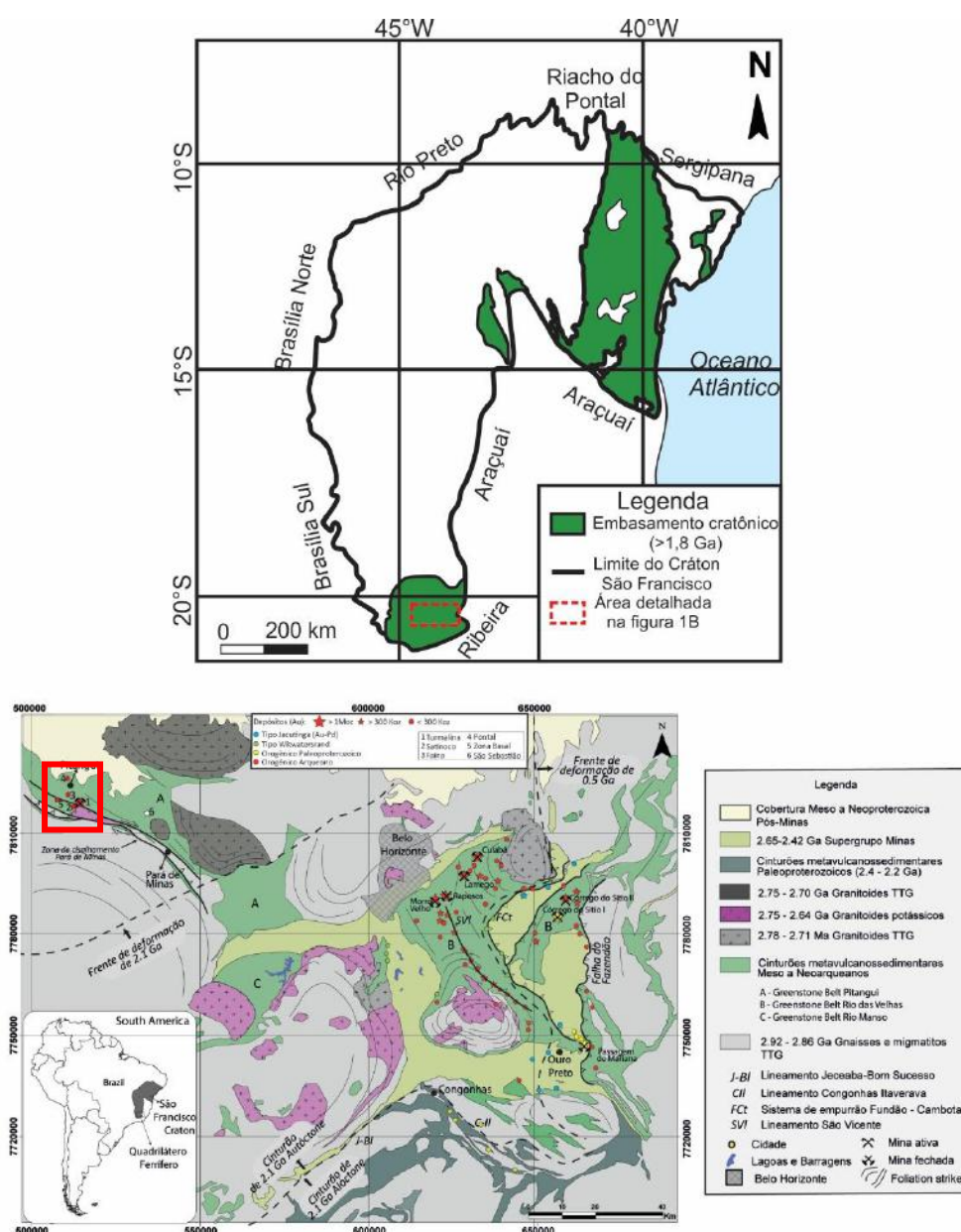


Figura 2: (A) Limite do Cráton São Francisco e suas faixas móveis pré-brasilianas (Heilbron *et al.*, 2017) e distribuição das rochas do embasamento cratônico; (B) Configuração geológica simplificada do Quadrilátero Ferrífero. Área de estudo destacada no retângulo vermelho. Modificado de Brando Soares *et al.*, 2017.

Tabela 1: Síntese evolutiva da porção sul do CSF durante o Arqueano. ¹Baltazar e Zucchetti, 2007, ²Noce *et al.*, 2005, ³Lana *et al.*, 2013, ⁴Farina *et al.*, 2015, ⁵Romano *et al.*, 2013, ⁶Teixeira *et al.*, 2017, ⁷Moreira *et al.*, 2019.

	Sedimentação e vulcanismo	Magmatismo	Tectônica
Greenstone Belt Rio das Velhas	2,71 - 2,67 Ga ¹ : Ciclo Depositional IV - Deposição de arenitos e conglomerados em bacia de antepaís em ambiente colisional	2,76 - 2,68 Ga ^{4,5} : Evento Mamona - magmatismo intrusivo de alto potássio	Orogenia Rio das Velhas - fase colisional
	2,76 - 2,71 Ga ¹ : Ciclo Depositional III - depósitos vulcanoclásticos, turbiditos epiclásticos e retrabalhamento das rochas formadas anteriormente (ressedimentação) em fase avançada do desenvolvimento de arco magmático		Orogenia Rio das Velhas - fase de subducção
	2,79 - 2,75 Ga ^{1,2} : Ciclo Depositional II - vulcanismo félsico e deposição de sedimentos clásticos (turbiditos) e químicos em ambiente de arco magmático	2,80 - 2,77 Ga ^{2,3} : Magmatismo Rio das Velhas II - magmatismo félsico (TTG) intrusivo nos complexos granito-gnáissicos	Rifte oceânico
Embasamento	2,9 - 2,78 Ga ¹ : Ciclo Depositional I: rochas metavulcânicas máficas e ultramáficas e sedimentos químicos e clásticos em ambiente extensional	2,9 - 2,8 Ga ¹ : Magmatismo máfico-ultramáfico no <i>Greenstone Belt</i> Rio das Velhas em centros de espalhamento oceânicos	
		2,95 - 2,90 Ga ^{3,7} : Magmatismo Rio das Velhas I - Primeira fase de intrusão dos protólitos dos ortognaisses TTG nos complexos granito-gnáissicos	
		3,05 - 2,84 Ga ⁶ : Orogenia Campo Belo II	
		3,22 - 3,2 Ga ^{3,6} : Evento Santa Bárbara e Orogenia Campo Belo I - Formação de crosta continental no Complexo Santa Bárbara	

Diversas sucessões supracrustais proterozoicas ocorrem na região do QF. A primeira sucessão supracrustal está inserida no Supergrupo Minas, depositado em margem passiva (Grupos Caraça, Itabira e Piracicaba) que evoluiu para bacia de

margem ativa com deposição tipo *flysch* (Grupo Sabará), e no Grupo Itacolomi, depositado em bacias intermontanas (2,58 a 2,1 Ga; Dorr, 1969; Renger *et al.*, 1995; Alkmin e Teixeira, 2017). No final do Paleoproterozoico começa a deposição do Supergrupo Espinhaço, a segunda sequência supracrustal, em bacias tipo rifte e *sag*, que tem fim apenas no limite do Meso com o Neoproterozoico (1,8 a 1,0 Ga; Alkmin e Martins-Neto, 2012; Guadagnin *et al.*, 2015). Por fim ocorrem as coberturas carbonáticas e pelíticas de margem passiva e antepaís do Grupo Bambuí (0,68 a 0,6 Ga segundo Zalán e Silva, 2012, mas possivelmente inteiramente mais nova que 0,61 segundo Reis *et al.*, 2017).

Três eventos orogênicos principais afetaram as rochas do QF. No Neoarqueano ocorreu a Orogenia Rio das Velhas de 2,75 a 2,67 Ga, na qual a direção de compressão principal foi de N-NE para S-SW, gerando estruturas E-W e NW-SE (Baltazar e Zucchetti, 2007). No Paleoproterozoico a região foi afetada pela Orogenia Minas, de 2,1 a 1,9 Ga, com direção principal de compressão SE-NW (Alkmin e Marshak, 1998; Teixeira *et al.*, 2015). O colapso do orógeno Minas também gerou importantes estruturas extensionais no QF e conferiram a este sua arquitetura característica de domos e quilhas (Alkmin e Marshak, 1998; Cutts *et al.*, 2019). O último evento compressional que afetou o QF, especificamente a porção leste, foi o Evento Brasileiro, de 0,65 a 0,5 Ga, com encurtamento crustal e transporte tectônico de E para W (Chemale *et al.*, 1994; Alkmin e Marshak, 1998; Baltazar e Zucchetti, 2007). As rochas Arqueanas do QF estão, de maneira geral, metamorfizadas em fácies xisto-verde a anfibolito (Baltazar e Zucchetti, 2007; Teixeira *et al.*, 2017).

2.1 – *Greenstone belts*

Na região do QF ocorrem três *greenstone belts* (GB) arqueanos da segunda geração: Rio das Velhas, Pitangui e Rio Manso. Nas seções a seguir serão vistos com maior detalhe os GBs Rio das Velhas e Pitangui.

2.1.1 – *Greenstone belt* Rio das Velhas

O GB Rio das Velhas é dividido formalmente em duas unidades litoestratigráficas, o Grupo Nova Lima e o Grupo Maquiné (Dorr, 1969). O Grupo Nova Lima é composto predominantemente por rochas metavulcânicas máficas, rochas

metavulcânicas félsicas, metagrauvacas, quartzitos, BIFs do tipo Algoma e filitos carbonosos, enquanto o Grupo Maquiné é formado por quartzitos, metaconglomerados e filitos (Dorr, 1969; Baltazar e Zucchetti, 2007). Baltazar e Zucchetti (2007) reconhecem quatro ciclos de sedimentação, formados por sete associações de litofácies. A distribuição espacial dos ciclos de sedimentação dentro do QF é controlada por zonas de cisalhamento que justapuseram blocos com evoluções distintas, tornando impossível a elaboração de uma coluna estratigráfica unificada para todo o QF.

O Ciclo I de Baltazar e Zucchetti (2007) corresponde a um período extensional com estabelecimento de crosta oceânica pré 2,95 Ga (Moreira *et al.*, 2019). Os Ciclos II e III são relacionados a episódios de vulcanismo intermediário a ácido sincrônico a intrusão de corpos tonalíticos (Noce *et al.*, 2005). Este vulcanismo ocorreu entre 2792 ± 11 e 2751 ± 9 Ma, concomitante a Orogenia Rio das Velhas. O Ciclo IV é relacionado a fase colisional da Orogenia Rio das Velhas e materializa a continentalização dos ambientes deposicionais, representadas pelo Grupo Maquiné (idade máxima deposicional: 2731 ± 21 Ma.; Moreira *et al.*, 2016). Dessa maneira estaria registrada a evolução de um centro de espalhamento oceânico e bacia oceânica seguidos pela mudança de regime tectônico e implantação de arcos magmáticos e suas bacias adjacentes, culminando com um evento colisional.

2.1.2 – *Greenstone belt* Pitangui

O primeiro autor a correlacionar as rochas que ocorrem na grande estrutura dobrada da região de Pitangui como pertencente ao Supergrupo Rio das Velhas foi Grossi Sad (1968), desde então diversos trabalhos também o fizeram, inclusive os trabalhos de Romano (2007) e de Marinho *et al.* (2018). O GPB ocorre em uma faixa orientada SE-NW com cerca de 20 Km de largura. Além disso ocorrem na região corpos granitoides intrusivos, posteriores ao *greenstone belt* (Romano, 2007).

O GPB possui diversas similaridades estratigráficas e cronológicas com o GB Rio das Velhas (Romano, 2007; Romano *et al.*, 2013; Brando Soares *et al.*, 2017; Verma *et al.*, 2017). Dessa forma, Romano (2007) considerou a sucessão do GB Pitangui equivalente ao Supergrupo Rio das Velhas, também dividindo a sucessão em Grupo Nova Lima (base) e Grupo Maquiné (topo). O Grupo Nova Lima foi subdividido

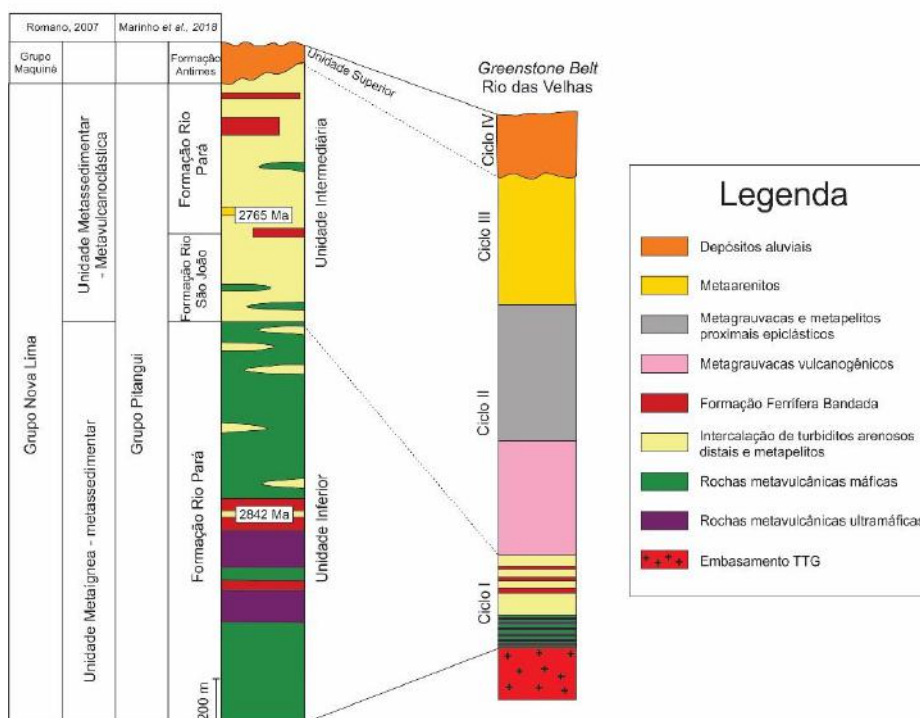
em Sequência Metaígneia e Metassedimentar e Sequência Metassedimentar e Metavulcanossedimentar.

Brando Soares *et al.* (2017) propõem uma subdivisão diferente para o GB Pitangui. Estes autores dividem o GB Pitangui em Unidade Inferior, Unidade Intermediária e Unidade Superior. A Unidade Inferior consiste em metabasaltos e metabasaltos komatiíticos intercalados com metarenitos, BIFs, metachert e metapelitos carbonosos. da base para o topo. A Unidade Intermediária é composta por metarenitos e metavulcânicas, porém diferente da Unidade Inferior, predominam metadacitos e metandesitos em relação aos metabasaltos. Rochas metassedimentares clásticas como metarenitos impuros e metaconglomerados polimíticos constituem a Unidade Superior. Estes autores sugerem uma correlação entre as Unidades do GB Pitangui e os ciclos de sedimentação de Baltazar e Zucchetti (2007) (figura 3). Nesse quadro a Unidade Inferior seria correlata ao Ciclo I, a Unidade Intermediária aos Ciclos II e III e a Unidade Superior ao Ciclo IV.

Tabela 2: Comparação entre as diferentes subdivisões propostas para o Greenstone Belt Pitangui

Romano (2007)			Brando Soares <i>et al.</i> (2017)	CPRM (2018)		
Supergrupo Rio das Velhas	Grupo Maquiné		Unidade Superior	Supergrupo Rio das Velhas	Grupo Pitangui	Formação Antimes
	Grupo Nova Lima	Unidade metassedimentar - metavulcanoclástica	Unidade Intermediária			Formação Onça do Pitangui
						Formação Rio São João
		Unidade metaígneia - metassedimentar	Unidade Inferior			Formação Rio Pará

O mapa da região de Pitangui e Pará de Minas publicado em 2018 pela CPRM (Marinho *et al.*, 2018) propõe a divisão do Supergrupo Rio das Velhas (nome que foi mantido pelos autores) na folha mapeada em Grupo Pitangui (base) e Formação Antimes (topo). O Grupo Pitangui é equivalente ao Grupo Nova Lima do GBRV e a Formação Antimes é equivalente ao Grupo Maquiné. O Grupo Pitangui é dividido nas



formações Rio Pará, Rio São João e Onça do Pitangui, da base para o topo. A tabela 2 mostra a comparação entre as subdivisões do GB Pitangui pelos diferentes autores.

Para Romano (2007) o pico metamórfico regional verificado no GBP deu-se em fácies anfíbolito médio, com registro de retrometamorfismo em fácies xisto verde alto a anfíbolito baixo. Com base nas paragêneses metamórficas encontradas, Brando Soares *et al.* (2017) argumentam que o metamorfismo regional atingiu fácies xisto verde alta (clorita, biotita, talco, actinolita e sericita) a anfíbolito baixo (indicado pela presença de hornblenda). Fabrício-Silva *et al.* (2018) obtiveram, utilizando o geotermômetro de granada-biotita, temperaturas máximas em torno de 600°C na Mina Turmalina, o que caracteriza temperatura de fácies anfíbolito médio para o metamorfismo na região.

A idade máxima dos metarenitos da Unidade Inferior foi estabelecida em 2859±11 Ma (Brando Soares *et al.*, 2017), o que corrobora com a correlação entre esta unidade e o Ciclo I de Baltazar e Zucchetti (2007) identificado para o GB Rio das Velhas. Metarenitos da Unidade Intermediária forneceram uma idade máxima

deposicional de 2765 ± 12 Ma (Brando Soares *et al.*, 2020). Os granitoides intrusivos no GB Pitangui foram datados em 2755 ± 8 Ma (Florestal; Romano *et al.*, 2013), 2750 ± 13 Ma (Pequi; Romano *et al.*, 2013), 2711 ± 11 Ma (Jaguara; Brando Soares *et al.*, 2020) e 2664 ± 35 Ma (Casquilho; Tassinari *et al.*, 2015).

2.1.2.1 – Geologia Estrutural

O GB Pitangui é um sinclínório com direção NW limitado por complexos gnáissicos e intrusões granitoides (Romano, 2007; Brando Soares *et al.*, 2017; Brando Soares *et al.*, 2020).

Romano (2007) identifica duas fases de deformação compressiva. A primeira fase (D_n) de caráter dúctil teria sido formada durante o Arqueano e a segunda fase (D_{n+1}) de caráter rúptil-dúctil teria idade Transamazônica (Orogenia Minas, Teixeira *et al.*, 2015). A deformação nesta segunda fase teve caráter transcorrente com movimentação ao longo de estruturas reativadas como o Lineamento Pitangui. Este lineamento é marcado por três grandes zonas de cisalhamento, sendo elas Pará de Minas, a sudoeste, Pequi, a nordeste e, Serra Grande, entre as duas primeiras (Romano, 2007).

Brando Soares *et al.* (2017) atribuem as fases de deformação D_n e D_{n+1} ao Evento Rio das Velhas estabelecido por Baltazar e Zucchetti (2007). A deformação D_n gerou a foliação S_n que é subparalela ao S_0 . Essa foliação é relacionada a cisalhamento paralelo ao acamamento e localmente é plano axial de dobras isoclinais recumbentes com *plunge* NW. D_{n+1} afeta S_0 e S_n causando dobras abertas a apertadas com vergência para SW e *plunge* NW.

Fabício-Silva (2016) separou as estruturas na região da Mina Turmalina em duas gerações distintas. As estruturas da primeira geração são divididas em estruturas relacionadas ao estágio inicial de encurtamento e deram origem à foliação S_1 subparalela a S_0 , delimitada por planos axiais de dobras isoclinais regionais. S_1 e S_0 mergulham em torno de 60° para NNE. O segundo grupo de estruturas da primeira geração é marcado principalmente por zonas de cisalhamento dúcteis sinistrais, lineação de estiramento mineral L_1 (com atitude $095/30$), clivagem de crenulação S_2 (mergulho entre 65° - 78° para W), e lineação de interseção L_2 (formada pela interseção entre os planos S_1 e S_2), além de dobras F_2 fechadas inclinadas. A segunda geração

de estruturas é representada por dobras F_3 com eixo plungeante para NW e plano axial mergulhando para NE e duas populações de falhas reversas, a primeira com direção WNW-ESE e a segunda com direção NW-SE.

2.2 – Ouro orogênico no Quadrilátero Ferrífero

Os depósitos auríferos do Quadrilátero Ferrífero se encaixam em diferentes modelos de depósito (ouro orogênico, tipo Witwatersrand e tipo Jacutinga) tendo sido formados também em diferentes épocas metalogenéticas (Neoarqueano, Paleoproterozoico e Neoproterozoico) e com diferentes rochas encaixantes. A tabela 3 sintetiza este panorama

A maior parte dos depósitos auríferos do QF está hospedado em rochas do Grupo Nova Lima do Supergrupo Rio das Velhas (Lobato *et al.*, 2001b, Baltazar e Zucchetti, 2007). De acordo com Lobato *et al.* (2001 a,b), essas mineralizações se encaixam no modelo de ouro orogênico (conforme definido por Groves *et al.*, 1998). A mineralização aurífera na maior parte desses depósitos é relacionada a Orogenia Rio das Velhas, sendo tardias em relação a ela (2672 ± 14 Ma; Lobato *et al.*, 2007; 2730 ± 42 Ma; Martins *et al.*, 2016).

Tabela 3: Exemplos dos tipos de mineralização aurífera na região do Quadrilátero Ferrífero.

¹Lobato *et al.*, 2001b; ²Cabral *et al.*, 2006; ³Ribeiro Rodrigues *et al.*, 2007; ⁴Vial *et al.*, 2007a; ⁵Vial *et al.*, 2007b; ⁶Koglin *et al.*, 2014; ⁷Roncato Júnior *et al.*, 2015

Modelo de depósito	Unidade hospedeira e idade	Litologia hospedeira	Idade da mineralização	Exemplos
Ouro Orogênico	Grupo Nova Lima - Supergrupo Rio das Velhas	Hidrotermalitos "Lapa Seca"	2,7 - 2,65 Ga	Morro Velho ⁴
Ouro Orogênico	Grupo Nova Lima - Supergrupo Rio das Velhas	BIFs do tipo Algoma	2,7 - 2,65 Ga	Cuiabá, São Bento ^{1,3}
Ouro Orogênico	Grupo Nova Lima - Supergrupo Rio das Velhas	Rochas metavulcânicas máficas e ultramáficas	2,7 - 2,65 Ga	Juca Vieira ¹
Ouro Orogênico	Grupo Nova Lima - Supergrupo Rio das Velhas	Metaturbiditos	2,7 - 2,65 Ga	Córrego do Sítio ⁷
Ouro Orogênico	Grupo Caraça - Supergrupo Minas	Rochas metapelíticas	2,1 - 1,9 Ga	Passagem de Mariana ⁵
Witwatersrand	Grupo Caraça - Supergrupo Minas	Metaconglomerados	2,55 Ga (paleoplacer) com remobilização em 2,1 ou 0,6 Ga	Ouro Fino ⁶

"Jacutinga"	Grupo Itabira - Supergrupo Minas	BIFs do tipo Lago Superior	(paleoplacer modificado) 0,6 - 0,5 Ga	Gongo Soco ²
-------------	----------------------------------	----------------------------	---	-------------------------

Lobato *et al.* (2001b) divide os tipos de mineralizações Neoarqueanas de ouro orogênico do QF em três tipos, baseado no modelo de Hodgson (1993): 1) substituição *stratabound* para depósitos hospedados em BIFs do tipo Algoma, como Cuiabá (Ribeiro-Rodrigues *et al.*, 2007) e São Bento (Martins Pereira *et al.*, 2007); 2) disseminado associado a sulfetação com quartzo e albita, próximos a zonas de cisalhamento, como Morro Velho (Vial *et al.*, 2007); 3) ouro em veios de quartzo, carbonato e sulfetos, como Juca Vieira (Lobato *et al.*, 2001b).

2.2.1 – Depósitos auríferos no *Greenstone Belt* Pitangui

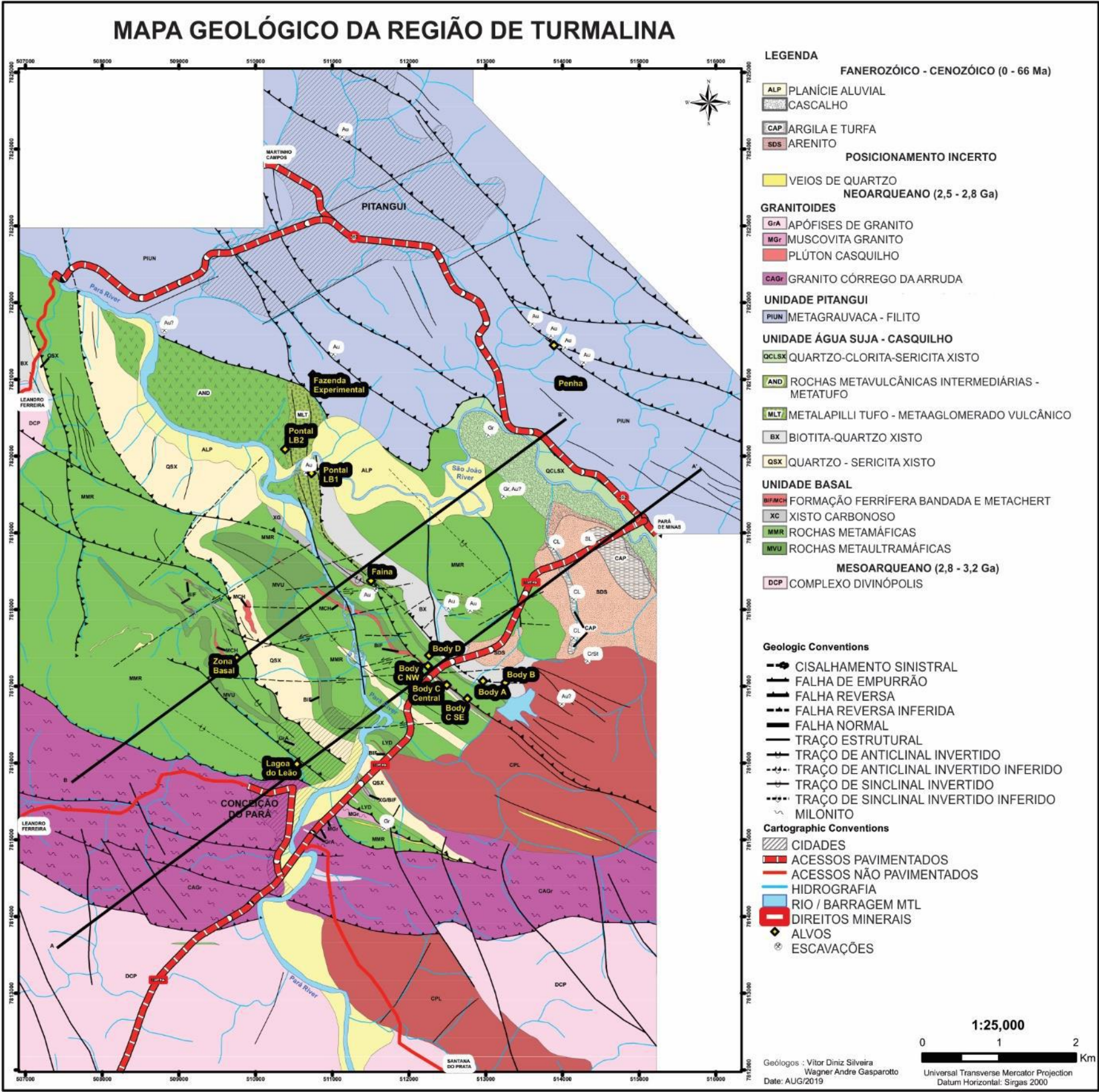
A mina Turmalina é o maior depósito de ouro do GB Pitangui. Os depósitos são hospedados em rochas metavulcânicas máficas intercaladas com rochas metassedimentares pelíticas e metavulcanoclásticas e são controlados por zonas de cisalhamento WNW-ESE (Fabrício-Silva *et al.*, 2018). Atualmente são explorados apenas os corpos A e C. Os outros depósitos na região são Faina, Pontal e Zona Basal. A figura 4 mostra o mapa da região da Mina Turmalina e os depósitos próximos a ela.

Fabrício-Silva *et al.* (2018) identificou quatro gerações de veios para o corpo C, das quais apenas as duas primeiras contêm ouro. O ouro ocorre como inclusão em sulfetos em bandas de sulfetos disseminados com 5 a 25 cm de espessura, paralelas a foliação S_1 compostas por quartzo e sulfetos com ouro e em agregados de sulfeto maciço nas bordas de veios. Os autores supracitados identificaram duas paragêneses de sulfeto com ouro associado. A primeira paragênese é composta por pirrotita + arsenopirita + lollingita \pm calcopirita, e a segunda paragênese é formada por pirrotita + pirita + arsenopirita \pm calcopirita. Utilizando o geotermômetro de arsenopirita, Fabrício-Silva *et al.* (2018) estimaram uma temperatura em torno de 630°C a 540°C para o primeiro estágio de mineralização e entre 510°C e 440°C para o segundo.

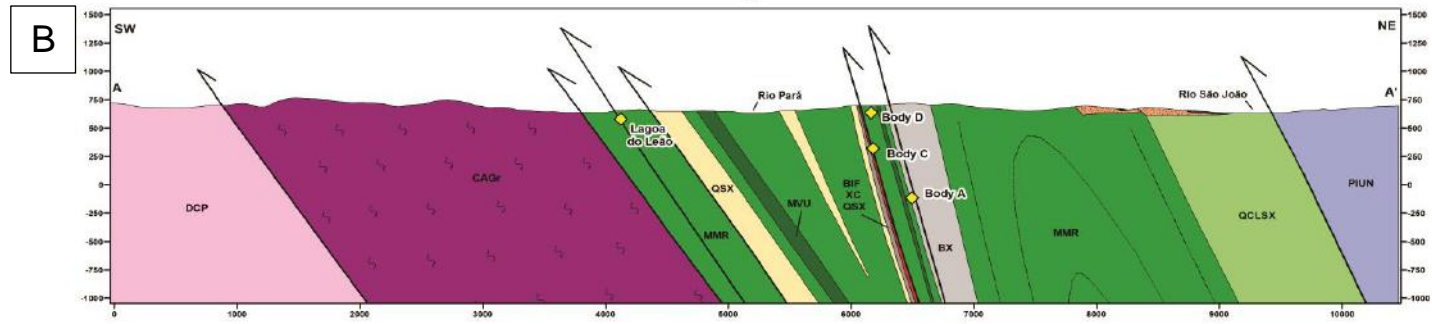
Outro depósito aurífero importante no GB Pitangui é o São Sebastião. Este depósito é hospedado por BIFs do tipo Algoma da Unidade Inferior do GB Pitangui e é dividido em dois corpos: Pimentão e Biquinho, sendo este último estratigraficamente

abaixo do primeiro (Brando Soares *et al.*, 2017). A sulfetação (e o ouro) neste depósito está relacionada a substituição de magnetita nos BIFs (Brando Soares *et al.*, 2018). O primeiro estágio de sulfetação é caracterizado por pirrotita+calcopirita formadas em uma estágio sin-tectônico, localmente formando zonas de brecha e, no estágio pós-tectônico, foram formados pirita + arsenopirita + pirita arsenical + calcopirita + ISS (solução sólida intermediária entre sulfetos de cobre e ferro). Esses autores afirmam que o depósito São Sebastião possui características geoquímicas de depósitos de ouro orogênico hipozonal, ouro *intrusion-related* e/ou *skarn*. A temperatura de 600°C interpretada utilizando o geotermômetro da arsenopirita (Brando Soares *et al.*, 2018) reforça o argumento da formação do depósito em condições hipazonais.

Tassinari *et al.* (2015), a partir de datações de rocha total e de minerais específicos utilizando os métodos Pb-Pb, Rb-Sr e Sm-Nd, defendem que a mineralização na Mina Turmalina ocorreu entre 2,0 e 1,9 Ga, sendo assim relacionada à Orogenia Minas. Fabrício-Silva *et al.* (2018) discordam da proposta de Tassinari *et al.* (2015) argumentando que as evidências texturais e microestruturais indicam que o ouro teria se precipitado durante o Arqueano, pois o ouro ocorre em veios formados durante os eventos de deformação arqueanos mais antigos, e que a intrusão de um *stock* granítico (2664 ± 35 Ma; Tassinari *et al.*, 2015) intercepta as rochas mineralizadas. Brando Soares (2019, *in press*) datou sulfetos pelo método Re-Os e, com o apoio de evidências texturais entre as diferentes paragêneses de sulfetos, propôs que o conteúdo aurífero arqueano do depósito São Sebastião teria sido remobilizada entre 2,0 e 1,9 Ga, tendo assim sido influenciada pela Orogenia Minas.



Seção A-A'



Seção B-B'

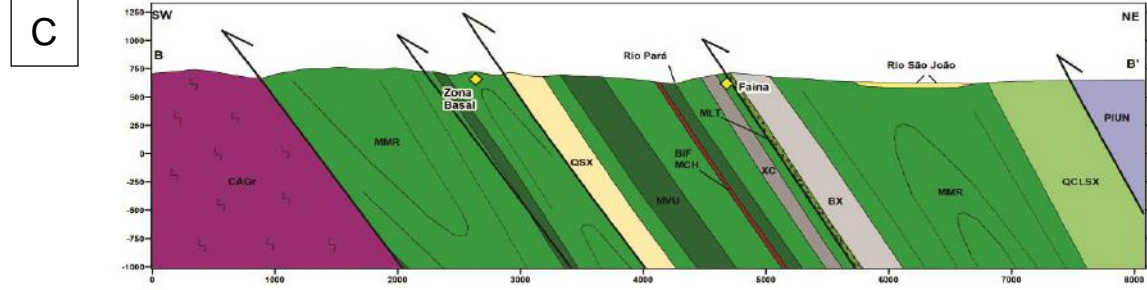


Figura 4: (A) Mapa geológico da região da Mina Turmalina; (B) Seção geológica A-A'; (C) Seção geológica B-B'. Modificado de Silveira e Gasparotto (2019).

3 – METODOLOGIA

A primeira etapa deste foi trabalho de campo realizado entre os dias 12 e 24 de maio de 2019. Em campo, foram descritos testemunhos de seis furos de sonda (não orientados) do alvo Pontal, com foco em descrição litológica e das zonas de alteração hidrotermal, principalmente sulfetação. As descrições foram todas realizadas no galpão de testemunhos da Jaguar Mining, no município de Conceição do Pará. Nesta etapa, também foram selecionadas amostras para geoquímica de rocha total e petrografia. Ao todo foram descritos seis testemunhos (apêndice A, figura 5), totalizando 863,05 m.

A amostragem foi realizada com duas finalidades: (i) caracterizar os protólitos das rochas encaixantes da mineralização, onde foram selecionadas amostras sem alteração hidrotermal visível a olho nu.; e (ii) reconhecer associações de metais relacionadas à mineralização em si, onde foram selecionados intervalos sulfetados, com amostragem contínua metro a metro. Para litogeoquímica das rochas encaixantes foram escolhidas amostras de granulometria mais fina (metatufos), de maneira a evitar distorção nos resultados causadas por clastos e/ou fenocristais grandes.

Foram selecionadas dez amostras para confecção de lâminas delgadas (apêndice B), que foram descritas utilizando microscopia de luz transmitida, visando principalmente a identificação da composição dos fenocristais, clastos e matriz e as relações texturais da metabrecha. Além disso foram selecionadas, com base nos maiores teores de ouro, três amostras para confecção de seções polidas (apêndice C), que foram analisadas por microscopia de luz transmitida e refletida para reconhecimento de minerais de minério e suas relações texturais e estruturais e no microscópio eletrônico de varredura acoplado a um espectrômetro EDS para melhor compreender a composição dos sulfetos finos e do ouro.

Os nomes das amostras são compostos pelo número do furo de sondagem e da profundidade a partir do topo do furo em qual aquela amostra foi retirada. As lâminas delgadas foram confeccionadas no laboratório de laminação da UFRJ. A descrição petrográfica por luz transmitida foi realizada em um microscópio Carl Zeiss Axio Imager.A2m no Lagesed (laboratório de geologia sedimentar) da UFRJ. Os valores de composição modal foram estimados com base em análise semi-quantitativa. As análises de MEV foram realizadas em microscópio eletrônico Hitachi

modelo TM3030 plus no CETEM (Centro de Tecnologia Mineral) e as imagens de elétrons retro-espalhados foram adquiridas utilizando uma diferença de potencial de 5 kV.

Abreviações de nomes de minerais foram feitas seguindo as recomendações da IUGS (International Union of Geological Sciences – União Internacional das Ciências Geológicas; Siivola e Schmid, 2007) e podem ser encontradas no apêndice D.

Dois tipos de análises químicas foram realizados, ambos no laboratório da ALS. O primeiro tipo foi voltado para o estudo das rochas encaixantes (análise de rocha-total), buscando conhecer suas características originais e foram analisados elementos maiores, menores e traços (incluindo ETR+Y) por fluorescência de raios X (código da ALS ME-XRF26), ICP-MS (ME-MS81) e ICP-AES (ME-4ACD81). O segundo tipo (análise multi-elementar) foi feito para a zona mineralizada e consistiu em análise de teor de ouro por *fire assay* (Au-AA23 e Au-GRA21) e de outros 47 metais por digestão ácida e ICP-MS (ME-MS61). Mais detalhes sobre as metodologias de análise, bem como limites de detecção podem ser obtidos acessando o site: <https://www.alsglobal.com/en/services-and-products/geochemistry/geochemistry-testing-and-analysis/whole-rock-analysis-and-lithogeochemistry> (acessado em 25/10/2019). Os resultados das análises de rocha total das rochas encaixantes e da porção mineralizada estão nos apêndices I e II, respectivamente.

Os dados de geoquímica foram analisados utilizando os softwares Microsoft Office Excel e Reflex ioGAS (relfexnow.com/iogas/; acessado em 28/08/2019). A modelagem de elementos-traço foi realizada utilizando a planilha *excel* desenvolvida por Ersoy e Helvaci (2010).

Dentre os dados de geoquímica de rocha total da porção mineralizada, foram selecionados para processamento apenas os que continham acima de 0,23% de enxofre. Esse valor foi escolhido segundo quebra natural em histograma de valores de enxofre (figura 6). Este corte resultou na perda de 33 amostras que foram consideradas como representativas do *background*. As amostras foram classificadas segundo associação de sulfetos observada em macroscopia do intervalo de onde foram retiradas. Para permitir que as análises pudessem ser tratadas segundo métodos estatísticos convencionais, e para diminuir problemas referentes a

fechamento de análises químicas foi aplicada uma transformação CLR (*Centred log-ratio*, em português razão logarítmica centralizada; Grunsky, 2015). Os elementos selecionados para realizar a transformação CLR foram ouro, Ag, As, K, Na, Nb, Rb, S, Sb, Ta, Ti, Tl e W. A seleção foi realizada com base em correlações obtidas a partir de gráficos binários em escala logarítmica (gráficos log x log permitem melhor visualização dos dados, devido ao fato das concentrações de elementos frequentemente se darem em ordens de grandeza distintas). A transformação CLR consiste em três etapas: (i) cálculo da média geométrica entre todos os valores; (ii) divisão de cada valor pela média geométrica; (iii) cálculo do logaritmo natural de cada razão. O valor absoluto de cada análise será substituído por esse novo valor relativo calculado (Pawlowsky-Glahn & Egozcue, 2006).

A confiabilidade das análises das rochas encaixantes (rocha-total) foi verificada utilizando o diagrama de Bau (1996; Campo CHARAC), que determina se os elementos preservam razões elementares condriticas controladas por carga e raio e se os valores de Ce/Ce* se situam entre 0,9 e 1,1, garantindo baixa mobilidade de elementos terras raras leves (Polat, 2002). Para evitar erros de interpretação possivelmente causados pela mobilidade de elementos, foi dada a preferência à utilização de elementos imóveis. Os diagramas de dispersão tipo Harker, por exemplo, foram montados utilizando Zr como índice, seguindo recomendação de Furnes *et al.* (2013).

Para a modelagem de elementos-traço foi selecionada a amostra FJG01/111,57 de Brando Soares (2019), por possuir o valor de Zr mais próximo da média entre os metabasaltos. Os elementos selecionados para modelagem foram La e Yb (para representar elementos terras raras leves e pesados, respectivamente), Zr e Y (por possuírem valores anormalmente altos). As fases fracionadas foram plagioclásio (50%), clinopiroxênio (35%), olivina (13%), ilmenita (1%) e magnetita (1%) e a curva do *trend* de cristalização fracionada foi calculada utilizando incrementos de 10%.

As amostras (17 grãos) selecionadas para geotermometria, que utiliza o teor de átomos de arsênio em arsenopirita (Kretschmar e Scott, 1976; Sharp, 1985) para calcular um *range* de temperaturas possíveis de cristalização, foram selecionadas respeitando as recomendações estabelecidas por estes autores. Todas as análises

têm somatório de impurezas (Sb, Ni e Co) abaixo de 1% e são arsenopiritas não zonadas. A tabela com os resultados analíticos se encontra no apêndice G.

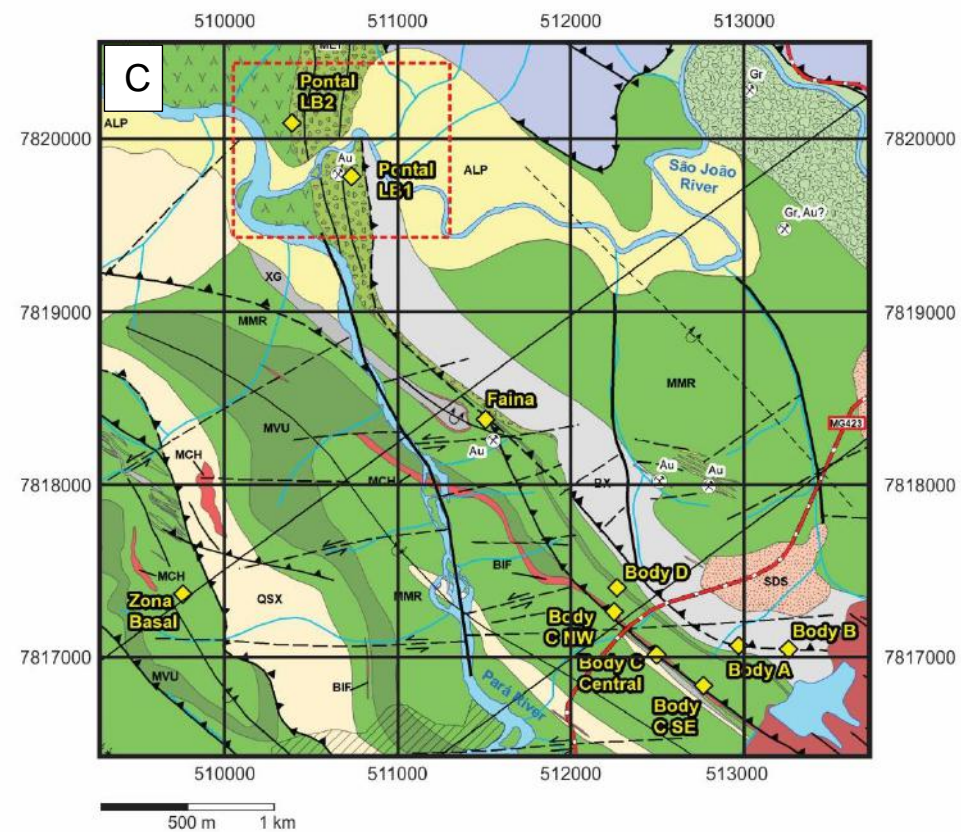
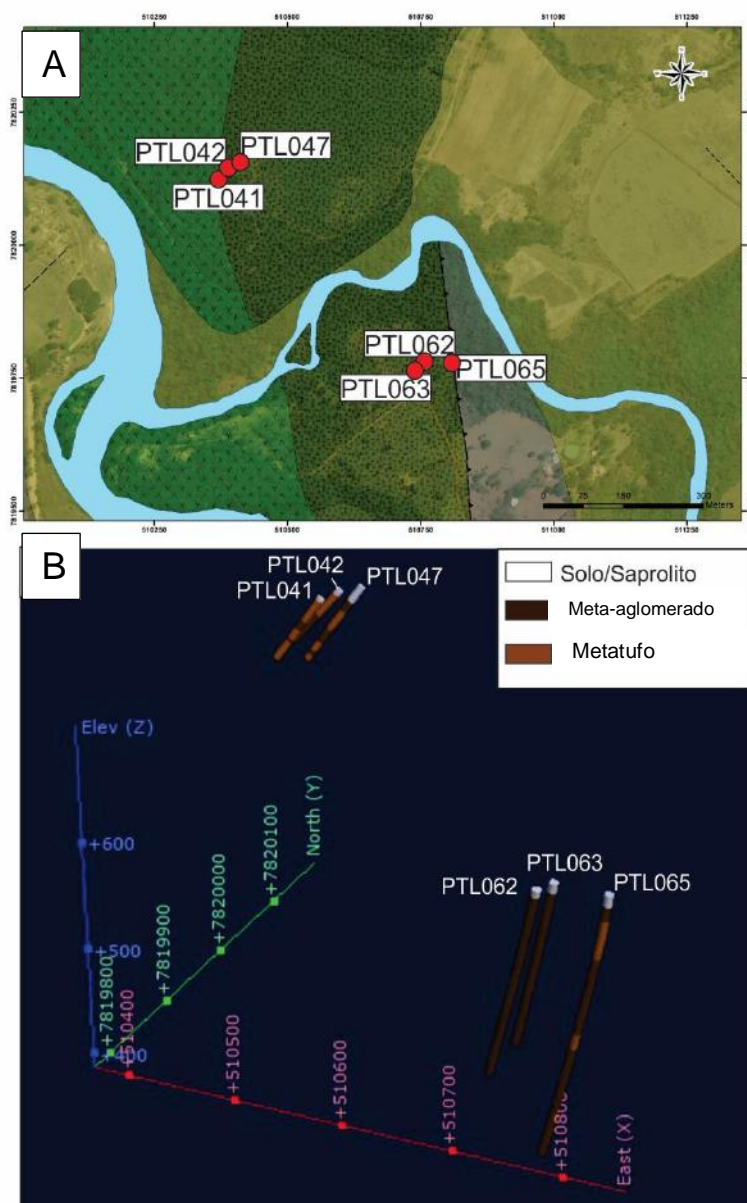


Figura 5: (A) Localização dos furos de sondagem; (B) Visão tridimensional dos furos descritos; (C) Localização do depósito Pontal em relação aos outros depósitos e corpos mineralizados da região de Turmalina. Área destacada é detalhada na figura 5A (Detalhe do mapa da figura X; Modificado de Silveira e Gasparotto, 2019)

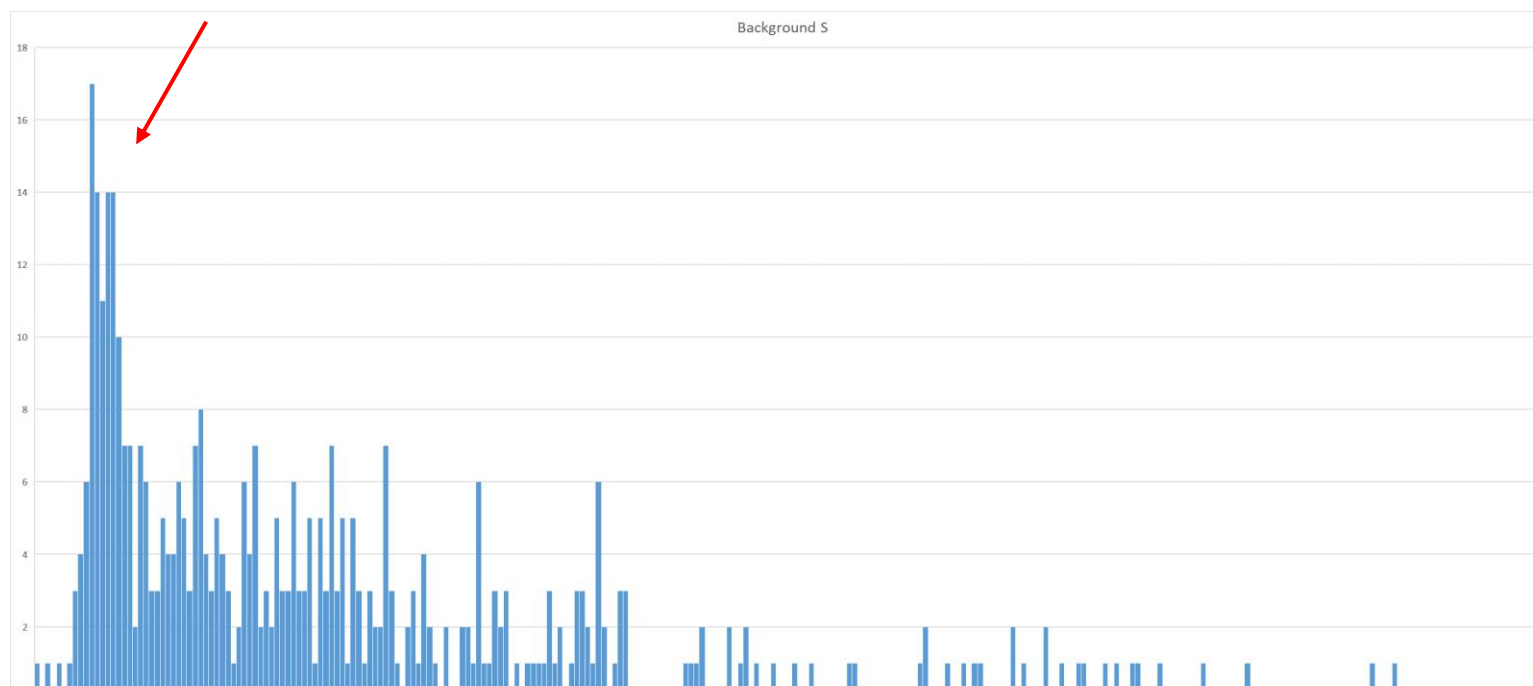


Figura 6: Histograma de distribuição de valores de enxofre por amostra. Seta vermelha indica o ponto em que as análises foram cortadas. Análises com menos de 0,23% de enxofre foram consideradas background e não foram consideradas nas demais análises.

4 – RESULTADOS

4.1 Estratigrafia

O depósito Pontal está hospedado em um espesso (até 200 metros) pacote de meta-aglomerado vulcânico polimítico com lentes de metatufo (figura 7). O meta-aglomerado vulcânico perfaz a maior parte dos furos descritos, compondo 74% do total descrito, enquanto metatufo perfaz 20%. A fração restante do total descrito é formada por solo/saprólito. Os furos ao norte do rio São João (PTL041, PTL042, PTL047) possuem mais metatufo do que os ao sul. Nas próximas seções serão descritas as duas litologias principais do depósito.

4.1.1 Meta-aglomerado vulcânicos

4.1.1.1 Descrição Macroscópica

Consiste em uma rocha com matriz de cor cinza- esverdeada a cinza- azulada onde, a olho nú ou com auxílio de lupa monocular podem ser identificados quartzo, clorita e biotita. Os clastos possuem formato amendoado devido à deformação e estão achatados segundo a foliação principal e alongados gerando lineação de estiramento. O tamanho dos clastos mais grossos varia entre 0,5 cm até cerca de 8 cm, estes últimos observados em afloramento (figura 8), visto que são maiores que a largura dos testemunhos. Os principais tipos de clastos encontrados são de rocha metamáfica fina, rocha meta-intermediária ou metafélsica fina e quartzo leitoso. Muitos clastos se encontram alterados por cloritização, sulfetação, silicificação ou carbonatação.

4.1.1.2 Descrição Microscópica

Ao microscópio foi possível observar que a matriz do meta-aglomerado vulcânico consiste em quartzo + clorita + plagioclásio \pm biotita \pm carbonato \pm sericita. Os minerais acessórios encontrados são apatita, ilmenita, rutilo e zircão. A rocha apresenta foliação marcada por clorita e biotita. Frequentemente a foliação é defletida por clastos maiores e mais competentes. A composição modal da matriz do meta-aglomerado vulcânico se encontra na tabela 4.

O quartzo da matriz varia de tamanho entre areia muito fina e grossa (figuras 9A e B), possui extinção ondulante e frequentemente contém inclusões de apatita acicular. Zircão também ocorre como inclusão, porém de forma mais rara.

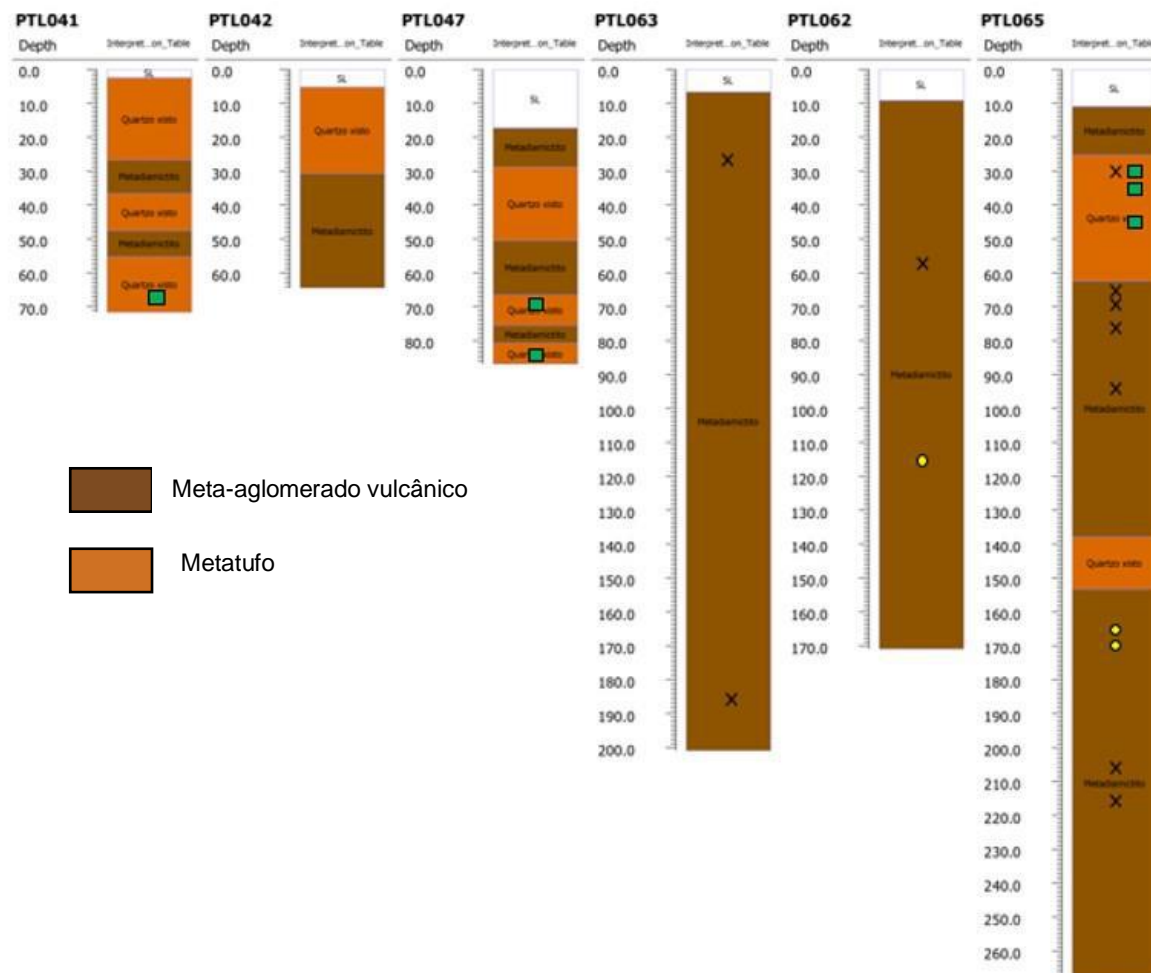


Figura 7: Perfis litológicos dos furos do depósito Pontal. Os três primeiros furos são ao norte do Rio São João e os três últimos são a sul. SL: Solo. Orientação e posicionamento esquemáticos. X: pontos amostrados para lâmina. Quadrados verdes: pontos amostrados para geoquímica de rocha total. Círculos amarelos: pontos amostrados para seção polida.

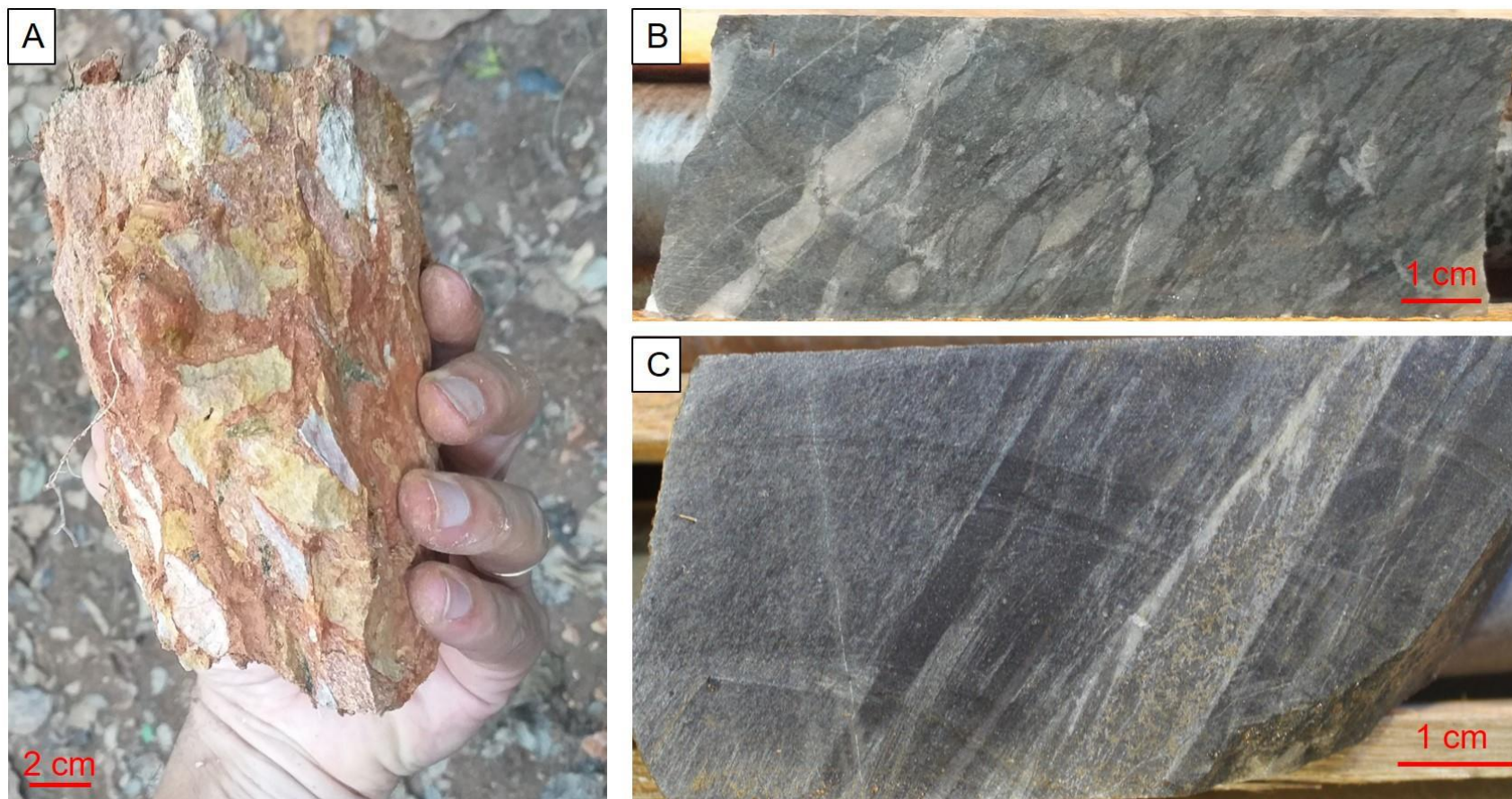


Figura 8: Aspectos macroscópicos do metadiamicrito do depósito Pontal. (A) Amostra de superfície do metadiamicrito fortemente intemperizado mostrando clastos angulosos de composição variada; (B) Aspecto amendoado dos clastos e veio de quartzo com estrutura pinch-and-swell furo PTL062 – 68,30m; (C) Clastos fortemente estirados. Furo PTL062 – 31,50m

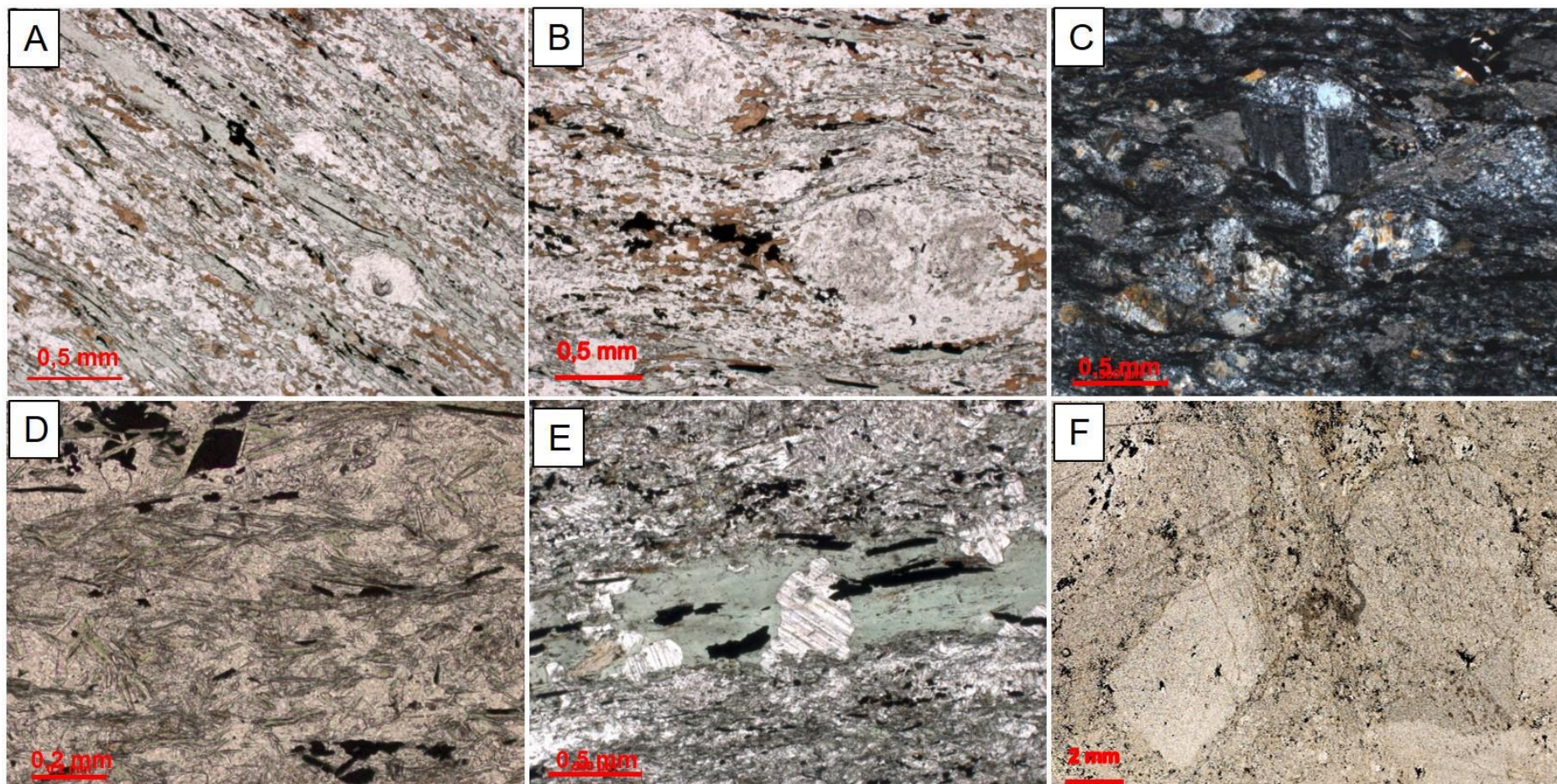


Figura 9: Fotomicrografias de luz transmitida das rochas encaixantes do depósito Pontal. (A) PTL065-215,05. Clastos de quartzo monocristalino, policristalino e de plagioclásio defletindo foliação marcada por clorita e biotita. Polarizadores paralelos; (B) PTL065-215,05. Cristaloclastos de plagioclásio defletindo foliação. Polarizadores paralelos; (C) PTL065-215,05. Clastos de rocha metavulcânica intermediária defletindo foliação com carbonato crescendo nas sombras de pressão. Polarizadores cruzados; (D) PTL063-187,00. Clorita fina na matriz. Polarizadores paralelos; (E) PTL065-215,05. Clorita grossa associada com carbonato e pirrotita em veios. Polarizadores paralelos; (F) PTL063-26,90. Textura brechosa da rocha com clastos angulosos. Polarizadores paralelos.

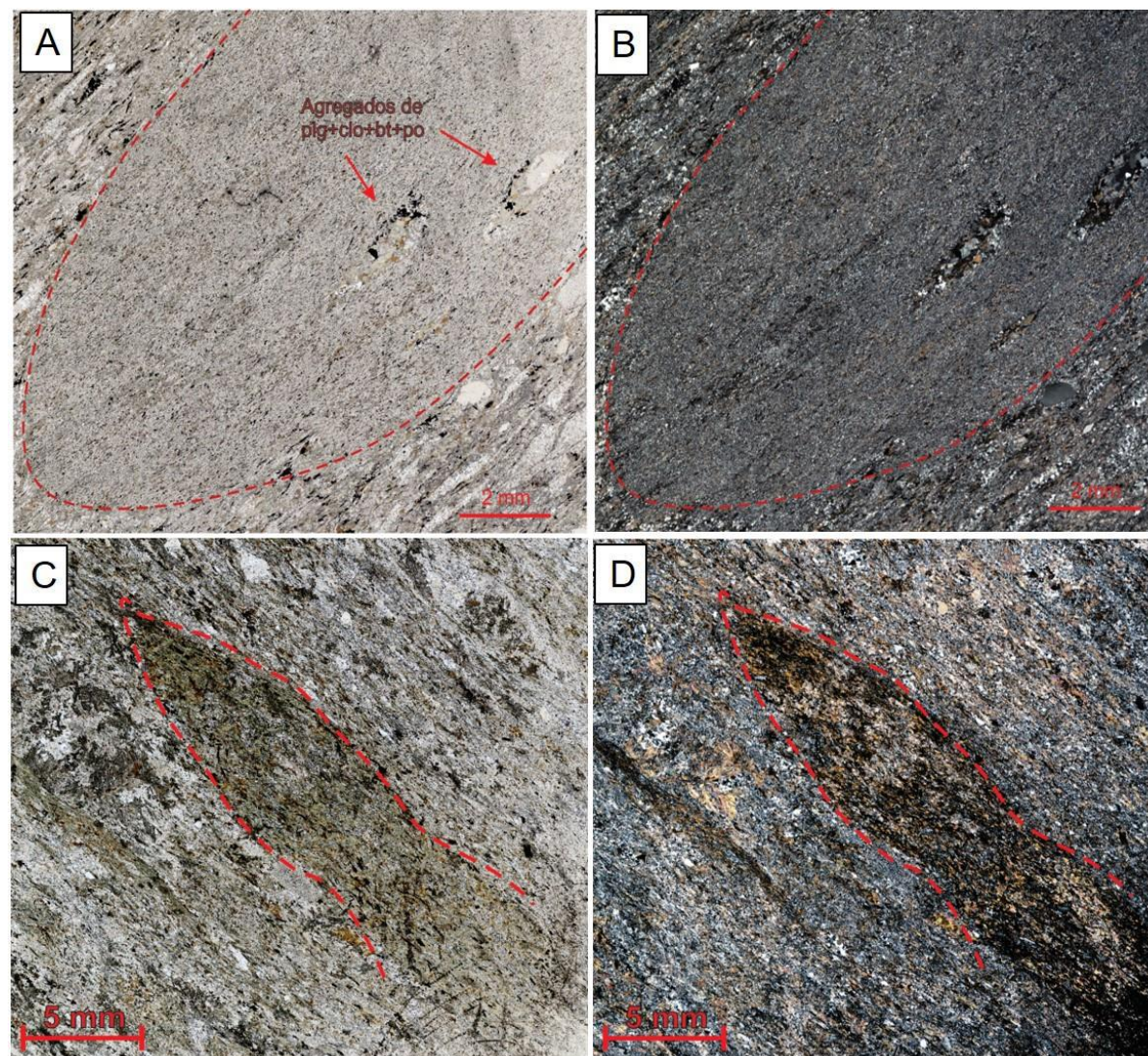


Figura 10: Fotomicrografias das rochas do depósito Pontal. (A) PTL065-64,35. Clasto de rocha metavulcânica intermediária composta por quartzo+plagioclásio+biotita+ilmenita com agregados grossos de plagioclásio+clorita+biotita+pirrotita. Polarizadores paralelos; (B) Mesma vista de (A), mas a polarizadores cruzados; (C) PTL065-69,70. Clasto de rocha metavulcânica máfica constituído por clorita+opacos+plagioclásio+biotita. Polarizadores paralelos; (D) Mesma vista que (C), mas a polarizadores cruzados.

O plagioclásio ocorre de maneira muito similar ao quartzo como cristais subédricos a anédricos na matriz, geralmente com tamanho variando entre 0,1 e 0,3 mm. A geminação polissintética característica deste mineral está mascarada pela forte alteração para sericita e carbonato

Clorita ocorre nas rochas de duas maneiras distintas. A primeira é como clorita fina (~0,1 mm) em cristais euédricos (figura 9D). A outra forma é em massas maiores (cristais com até 1 mm formando agregados ainda maiores), subédricas a anédricas quando disseminada na matriz, euédrica quando associada a veios (figura 9E). A clorita é, junto da biotita, marcadora da foliação da rocha.

A biotita ocorre em cristais orientados segundo a foliação, subédricos a euédricos, com tamanho geralmente entre 0,05 e 0,2 mm. É normalmente castanha a castanha a vermelhada.

Os opacos na zona não mineralizada são principalmente ilmenita e pirrotita. A ilmenita é o principal mineral opaco não hidrotermal encontrado na rocha, são cristais subédricos, com tamanho próximo a 0,1 mm.

Os clastos (figura 9C, F, 10 A-D) vistos em lâmina têm tamanho variando entre granulo e seixo médio. Ocorrem clastos de quartzo policristalino grosso, quartzo policristalino fino (possivelmente metachert) e quartzo monocristalino, também foram vistos clastos de cristais de feldspato, principalmente plagioclásio, geralmente euédricos e medindo entre 0,25 e 1 mm. Os feldspatos se encontram frequentemente alterados para sericita e para carbonato. Litoclastos de rochas metavulcânicas intermediárias compostos por quartzo + feldspato + biotita + ilmenita finos com fenocristais de plagioclásio também foram identificados. Além dos litoclastos de rocha vulcânica intermediária também foram encontrados litoclastos de rochas metavulcânicas máficas compostos essencialmente por clorita + opacos + plagioclásio \pm biotita.

Tabela 4: Porcentagem modal dos minerais essenciais encontrados na matriz do meta-aglomerado vulcânico

Mineral	Porcentagem
Quartzo	41
Clorita	19
Plagioclásio	12
Biotita	10
Sericita	8
Carbonato	7
Opacos	3

4.1.2 Quatzo xisto

4.1.2.1 Descrição Macroscópica

Os metatufos ocorrem em intervalos que variam entre 1,8 e 20 metros de espessura, intercalados a meta-aglomerado vulcânicos (figura 11). Estes são de cor cinza-esverdeada a cinza-azulada. A composição desses metatufos observada em macroscopia é de quartzo, clorita e biotita, com sericita e carbonato subordinados. A foliação é marcada por clorita e biotita. O quartzo está em grãos que variam de areia

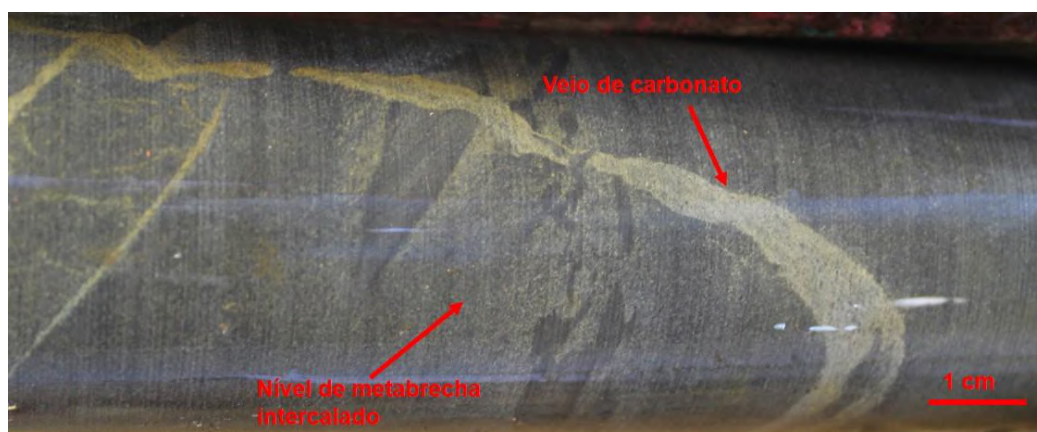


Figura 11: Metatubo com intercalação de metabrecha cortado por veio de carbonato concordante. Furo PTL041 – 67,78m

finas a areia muito grossa, em alguns locais sendo possível observar grânulos.

4.1.2.2 Descrição microscópica

Ao microscópio observou-se que o metatubo é composto por quartzo + clorita + plagioclásio + biotita \pm carbonato \pm sericita. Quartzo e plagioclásio geralmente

ocorrem em tamanho areia fina (figuras 12 A e B). Ocasionalmente clastos maiores aparecem defletindo a foliação formada por clorita e biotita.

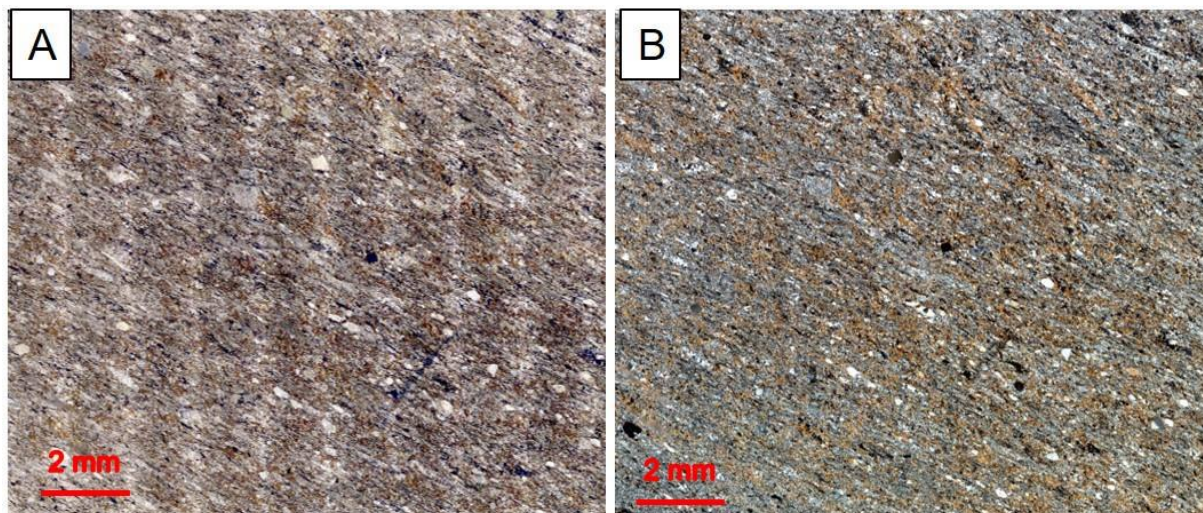


Figura 12: Fotomicrografias de luz transmitida do metatufo. Lâmina PTL065-29,30. (A) Aspecto geral do metatufo com clastos amendoados e alongados ao longo de foliação marcada por biotita e clorita. Polarizadores paralelos; (B) Mesma visada que (A), mas com polarizadores cruzados.

Clorita ocorre em cristais variam de menores que 0,1 mm até cerca de 0,5 mm e são subédricos a euédricos. Por vezes são encontradas bandas cloríticas concordantes com a foliação com entre 0,5 e 1 mm de espessura. Biotita ocorre em cristais com cerca de 0,2 a 0,4 mm, orientados segundo a foliação e geralmente são subédricos. A coloração da biotita varia entre castanho claro e castanho avermelhado. O carbonato ocorre disseminado na matriz, geralmente anédrico, frequentemente substituindo grãos de plagioclásio, mas ocasionalmente entre grãos também. Pode ocorrer subédrico a euédrico próximo a veios. Sericita, junto do carbonato, ocorre substituindo grãos de plagioclásio em massas anédricas. Também substitui clorita e biotita. A tabela 5 mostra a composição modal do metatufo.

Tabela 5: Composição modal dos minerais essenciais do metatufos

Mineral	Porcentagem
Quartzo	44
Plagioclásio	19
Biotita	15
Clorita	14
Sericita	4
Carbonato	4

4.2 Metamorfismo e alteração hidrotermal

4.2.1 Metamorfismo

Os minerais metamórficos índices mais comuns do depósito Pontal são biotita e clorita fina. Clorita fina e biotita são comumente substituídos por clorita hidrotermal. A clorita fina se distingue pelo tamanho (~0,1 mm) e pelas cloritas desse tipo não aparecerem substituindo biotita. Outro mineral metamórfico encontrado é ilmenita, que é o principal opaco da zona não mineralizada do depósito Pontal. Não foram encontrados minerais de fácies metamórficas mais altas, nem feições indicativas de retrometamorfismo de minerais metamórficos de mais alto grau (núcleos reliquias, agregados pseudomórficos). Dessa forma a associação de minerais metamórficos índices (biotita e clorita) encontrados é indicativa de fácies xisto verde a no máximo anfibolito baixo.

4.2.2 Alteração hidrotermal

Os principais tipos de alteração hidrotermal observados no depósito Pontal, além da sulfetação, são carbonatação, silicificação, sericitização e cloritização (figura 13).

Silicificação e carbonatação: Foram observados veios de quartzo, carbonato e de quartzo+carbonato concordantes e discordantes com a foliação. Os veios concordantes por vezes se encontravam *boudinados* ou com estrutura *pinch-and-swell*. A carbonatação ocorre como veios e disseminada na matriz, além de substituindo cristais de plagioclásio. Silicificação ocorre em veios e em bandas paralelas a foliação, com 1 mm de espessura em média.

Sericitização: Ocorre predominantemente como substituição de minerais na matriz, como clorita e biotita (figura 13D), mas também ocorre como alteração de plagioclásio, em conjunto com carbonato, formando massas anédricas que recobrem os grãos.

Cloritização: afeta a matriz da rocha, substituindo clorita fina e biotita. A clorita hidrotermal, diferentemente da clorita fina metamórfica, é mais grossa, formando cristais com até 1 mm e agregados ainda maiores e varia de anédrica, quando substituindo minerais na matriz a euédrica quando em veios. Em alguns casos é possível notar o pleocroísmo reliquiar de biotita em meio a massas anédricas a subédricas de clorita. Cloritização também afeta clastos de rochas metavulcânicas máficas (figura 13E e 13F). Sulfetação está descrita em detalhe na próxima seção.

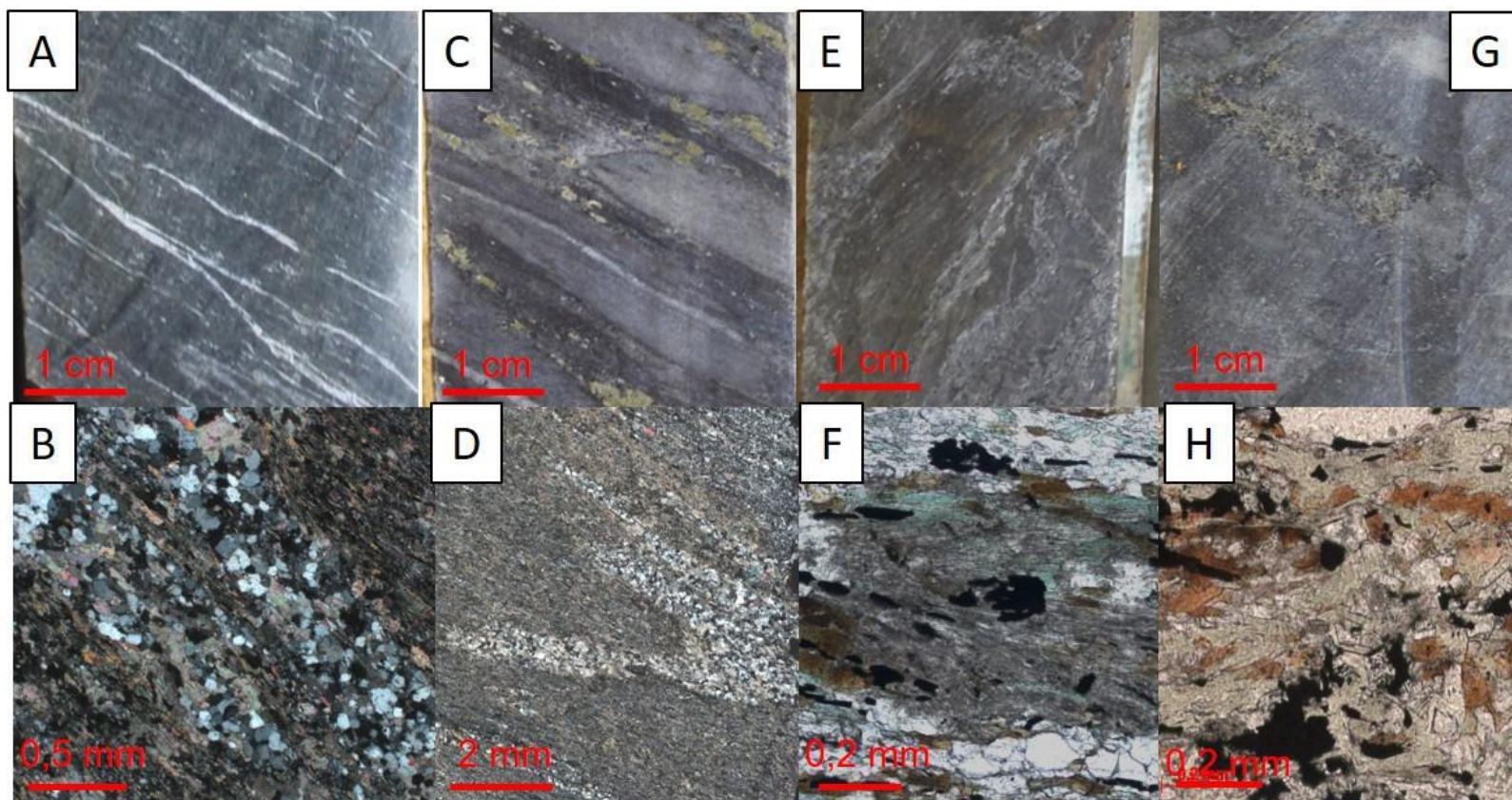


Figura 13: Principais tipos de alteração hidrotermal do depósito Pontal. (A) Foto de testemunho. PTL062-60,70m. Veios de carbonato concordantes com a foliação; (B) Fotomicrografia de luz transmitida. PTL065-207,65. Veios de quartzo+carbonato concordantes e carbonato disseminado na matriz; (C) Foto de testemunho. PTL062-105,35m. Zonas de silicificação paralelas a foliação; (D) Fotomicrografia de luz transmitida. PTL065-207,65. Veios de quartzo subparalelos; (E) Foto de testemunho. PTL041-48,70m. Zona com forte sericitização; (F) Fotomicrografia de luz transmitida. PTL065-75,25. Sericita substituindo clorita e biotita na matriz; (G) Foto de testemunho. PTL047-45,80m. Clasto parcialmente cloritizado e sulfetado; (H) Fotomicrografia de luz transmitida. PTL065-64,35. Biotita da matriz alterada para clorita.

4.3 Intervalos Mineralizados

4.3.1 Descrição macroscópica

Os sulfetos predominantes observados no depósito Pontal são pirrotita, pirita, arsenopirita e berthierita. Calcopirita é observada com maior raridade. As associações de sulfetos identificadas no depósito pontal são Py, Py+Po, Po, Py+Apy, Py+Apy+Po, Py+Apy+Po+Ber e Py+Po±Cpy (abreviações se encontram no apêndice D). A sulfetação foi observada ocorrendo de três maneiras distintas (figura 14): (i) sulfeto substituindo clastos (ii) sulfeto maciço em veios; (iii) sulfeto fino disseminado na matriz, geralmente alongado, segundo a foliação; (iv) sulfetos em veios de quartzo e carbonato, geralmente associados a zonas de charneira.

4.3.2 Descrição microscópica

Ao microscópio foram encontrados opacos ocorrendo de duas formas principais. A primeira é constituída por sulfetos disseminados, geralmente em grãos mais grossos, enquanto a segunda é composta por sulfetos finos relacionados a veios de sulfeto maciço e de quartzo+sulfetos. Os principais minerais opacos encontrados foram, em ordem de abundância, pirrotita, arsenopirita, berthierita (fórmula ideal: FeSb_2S_4), antimônio nativo, jamesonita (fórmula ideal: $\text{Pb}_4\text{FeSb}_6\text{S}_{14}$) e ouro. Outros minerais opacos encontrados são rutilo e os sulfossais ullmanita (fórmula ideal: NiSbS) e cobaltita (fórmula ideal: CoAsS), todos relacionados a primeira associação.

Pirrotita ocorre de quatro formas distintas na zona mineralizada do depósito Pontal (figura 15): (i) massas anédricas disseminadas por vezes sobrecrecidas por arsenopirita grossa. Ocorre também como inclusão em arsenopirita grossa; (ii) sobrecrecimento em cristais de arsenopirita grossa; (iii) associada com cristais de arsenopirita fina, geralmente nos interstícios entre cristais; (iv) em veios de quartzo. Foi observada também pirrotita intercrecida com ullmanita formando textura simplectítica.

A arsenopirita ocorre de duas maneiras, a primeira é caracterizada por cristais com tamanho variando de 0,5 a 2,5 mm, subédricos a euédricos, disseminados e orientados segundo a foliação (figura 16A). Estes cristais contêm inclusões de pirrotita e por vezes sobrecrecimento de pirrotita. Os cristais apresentam algumas fraturas e

ocasionalmente feições de embaimento. Associados a fraturas em arsenopirita foram identificados cristais de ouro muito fino ($\sim 1 \mu\text{m}$; figura 18). A segunda forma de ocorrência de arsenopirita é em cristais subédricos a euédricos, assim como na arsenopirita grossa, no entanto os cristais são mais finos, tendo a sua maioria entre 0,05 e 0,25 mm. Os cristais são menos fraturados que os de arsenopirita grossa e não apresentam embaimentos. A arsenopirita fina é restrita a veios de sulfeto maciço (figura 16C e D).

Cristais de berthierita ocorrem de duas maneiras distintas (figura 17). A primeira é em cristais isolados, geralmente grossos e euédricos e a segunda é crescendo entre lamelas de biotita. Antimônio nativo ocorre em massas disformes com tamanho variando de 0,05 a 0,3 mm constituídas por vários cristais pequenos de antimônio (figura 16). Assim como Berthierita, antimônio nativo também pode ocorrer entre lamelas de biotita. Jamesonita foi identificada como inclusão e nos interstícios de cristais de arsenopirita fina. Assim como a arsenopirita fina, a jamesonita é restrita a veios de sulfeto maciço. Ouro foi observado apenas em cristais muito finos com tamanho geralmente próximo a $1 \mu\text{m}$. Foram vistas ocorrências em fraturas, como inclusão e próximo a arsenopirita grossa (figura 18).

Com base nessas observações, os sulfetos foram divididos em duas associações, a associação A é composta por pirrotita + arsenopirita grossa + berthierita + antimônio nativo e a associação B é representada por arsenopirita fina + pirrotita + jamesonita. Por motivos de simplificação arsenopirita grossa será referida daqui em diante como arsenopirita_(G) e a fina como arsenopirita_(F). A pirrotita que ocorre em massas disseminadas e como inclusão em veios arsenopirita_(G) será referida como pirrotita₁, a pirrotita tardia que sobrecresce arsenopirita_(G) será referida como pirrotita_{2A} e por fim a pirrotita relacionada a arsenopirita_(F) será chamada de pirrotita_{2B}. Pirrotita em veio de quartzo não será diferenciada.

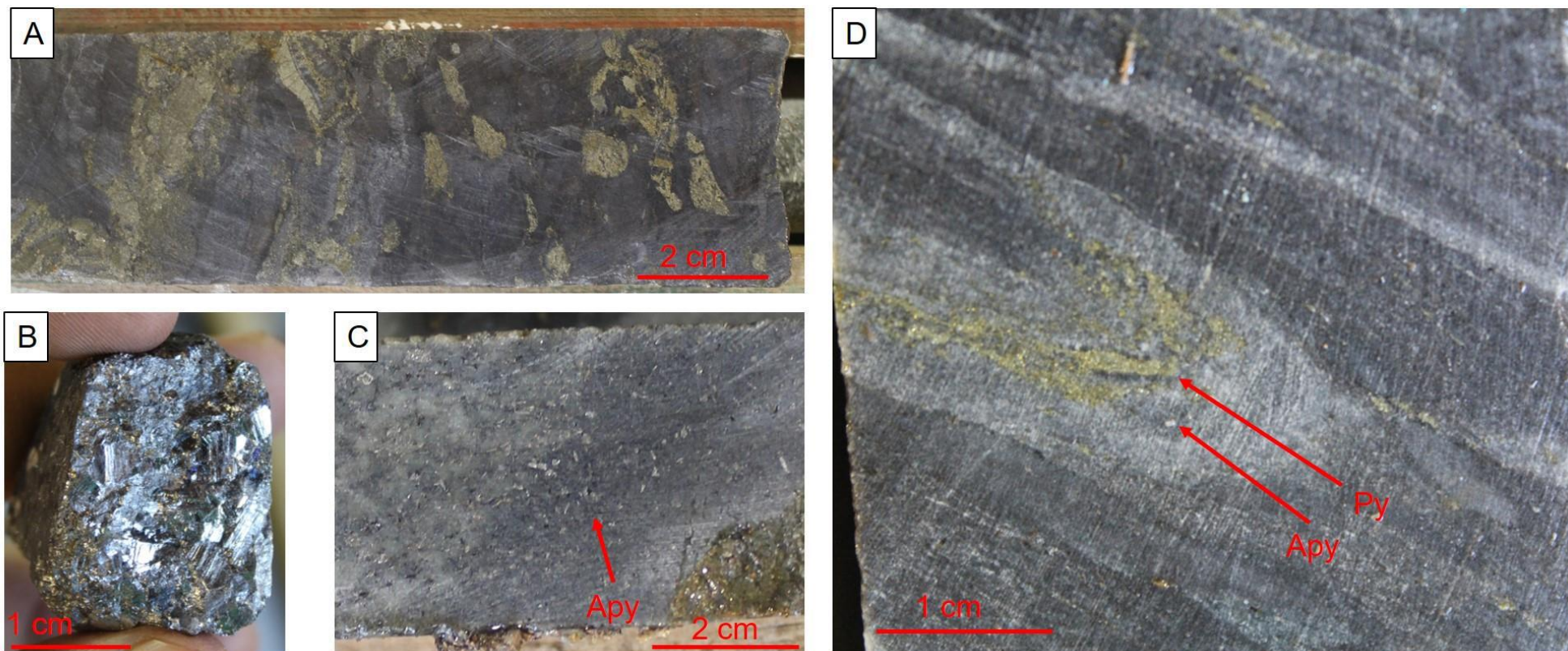


Figura 14: Estilos de sulfetação em macroscopia. (A) PTL041 – 71,70m. Zonas com sulfetação (pirita) substituindo a matriz e clastos piritizados; (B) PTL062–117.10. Veio de sulfeto maciço composto por Ber+Apy±Po; (C) PTL041-41.10m. Arsenopirita disseminada na matriz próximo a veio de quartzo+carbonato+clorita; (D) PTL062-103,30m. Sulfetos (Py+Apy) concentrados na zona de charneira de veio de quartzo+carbonato dobrado.

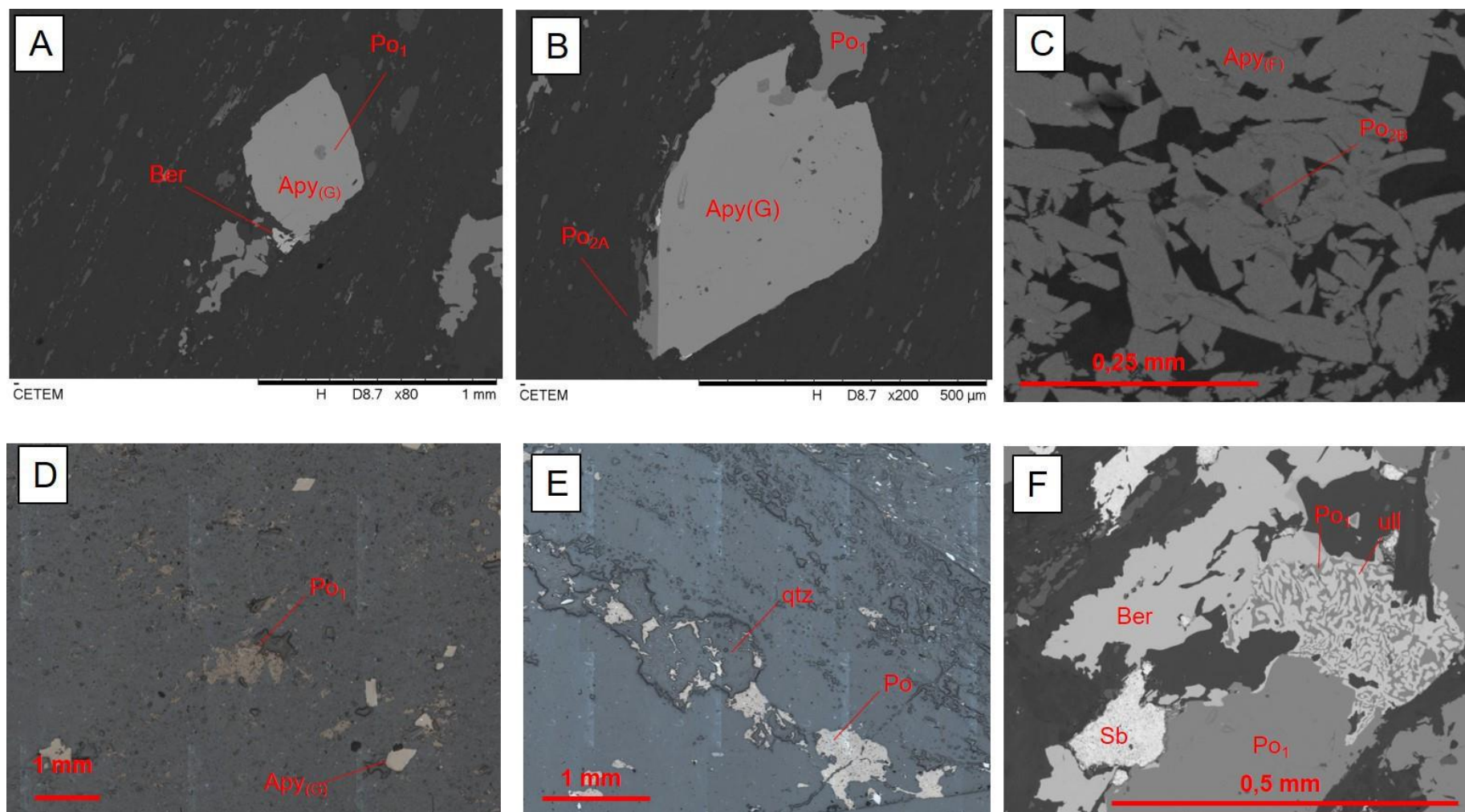


Figura 15: Formas de ocorrência de pirrotita. (A) PTL062-116,7. Imagem de MEV. Pirrotita₁ inclusa em arsenopirita_(G); (B) PTL062-116,7. Fotomicrografia de luz refletida. Pirrotita_{2A} sobrecrecendo cristal euédrico de arsenopirita_(G); (C) PTL065-167,5. Imagem de MEV. Pirrotita_{2B} intersticial entre cristais de arsenopirita_(F). (D) PTL065-165,9A. Fotomicrografia de luz refletida. Cristal anédrico de pirrotita₁; (E) PTL065-167,5. Fotomicrografia de luz refletida. Pirrotita em veio de quartzo+sulfeto; (F) PTL062-116,7. Imagem de MEV. Intercrescimento mirmequítico de pirrotita₁ e ullmanita próximo a cristais de berthierita e pirrotita.

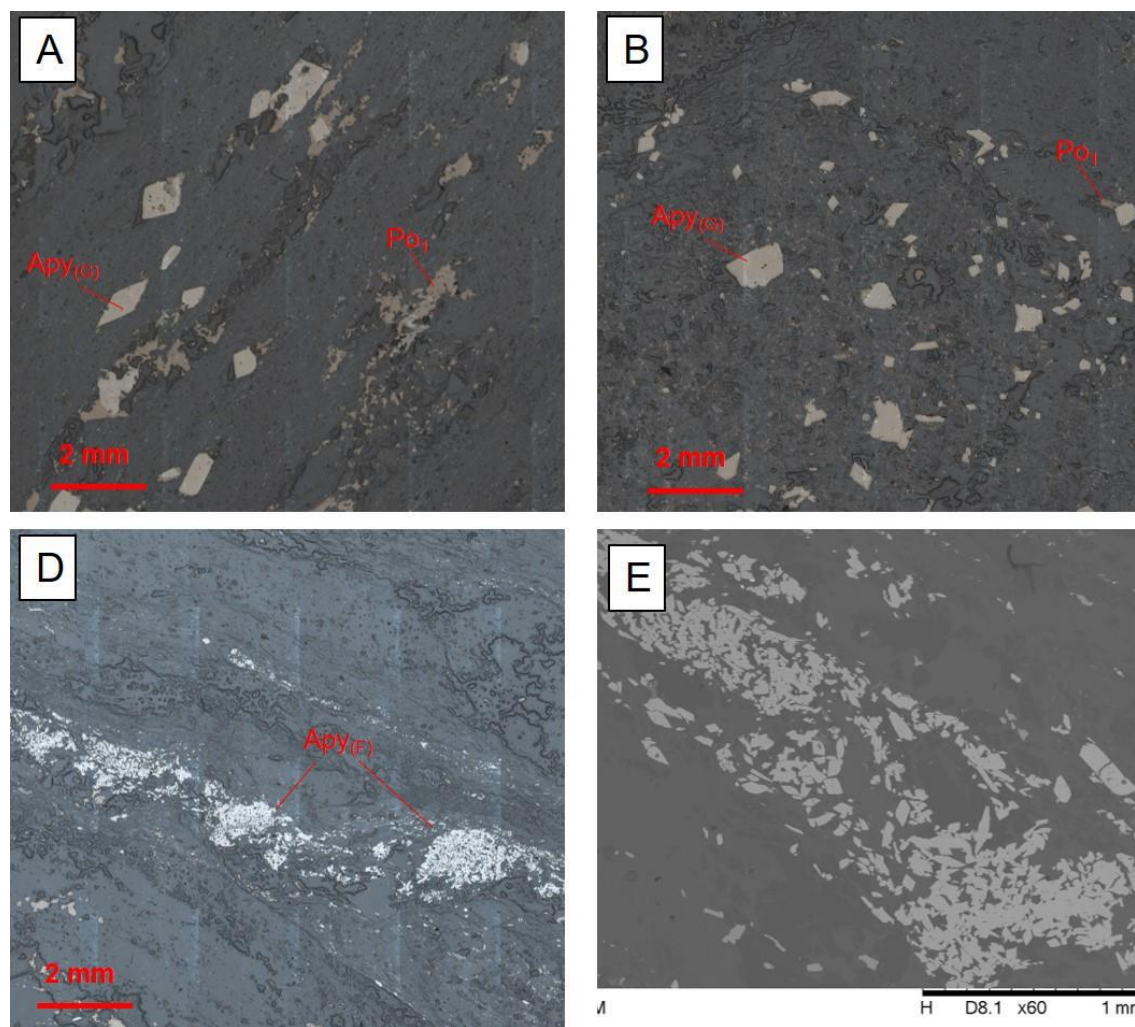


Figura 16: Formas de ocorrência de arsenopirita. (A) PTL062-116,7. Fotomicrografia de luz refletida. Arsenopirita_(G) disseminada na matriz com eixo maior seguindo a foliação; (B) PTL065-165,9B. Fotomicrografia de luz refletida. Arsenopirita_(G) em cristais grossos subédricos a euédricos; (C) PTL065-167,5. Fotomicrografia de luz refletida. Veio de sulfeto maciço composto por arsenopirita_(F)+pirrotita+jamesonita; (D) PTL065-167,5. Imagem de MEV. Detalhe de (C) mostrando os cristais euédricos finos de arsenopirita_(F)..

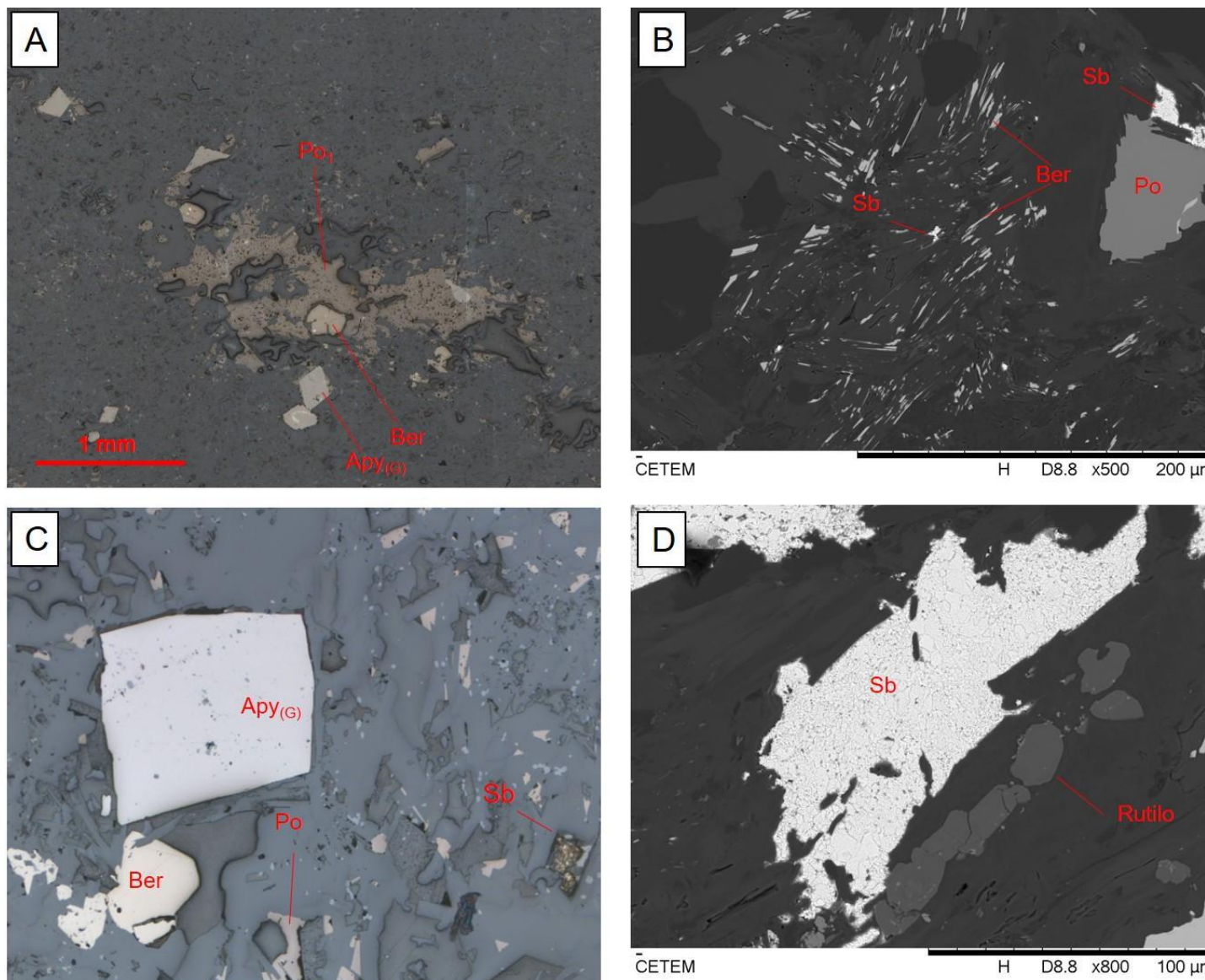


Figura 17: Berthierita e antimônio nativo. (A) PTL065-165,9A. Fotomicrografia de luz refletida. Cristal subédrico de berthierita envolvido por pirrotita anédrica; (B) PTL062-116,7. Imagem de MEV. Berthierita crescendo orientada entre lamelas de biotita; (C) PTL065-165,9B. Fotomicrografia de luz refletida. Cristal de berthierita subédrico próximo a arsenopirita₁ e pirrotita e cristal subédrico de antimônio nativo; (D) PTL062-116,7. Imagem de MEV. Agregado de cristais de antimônio nativo.

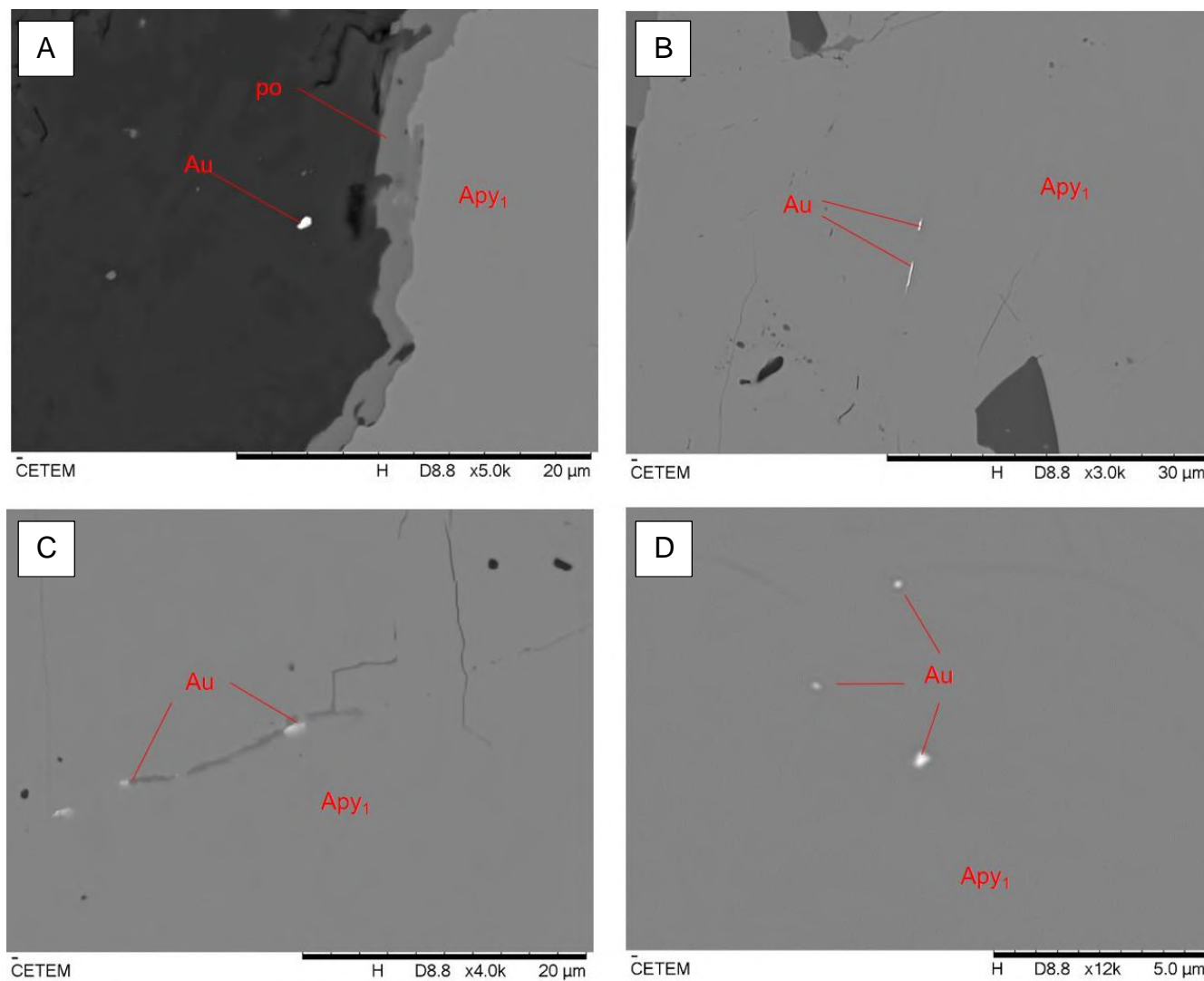


Figura 18: Formas de ocorrência de ouro. Todas as imagens são de MEV da amostra PTL062-116,7. (A) Ouro próximo a cristal de arsenopirita₁ com sobrecrecimento de pirrotita; (B) Ouro em lamela orientada em cristal de arsenopirita₁; (C) Ouro em fraturas de cristal de arsenopirita₁; (D) Ouro como inclusão em cristal de arsenopirita₁.

4.4 Litogeoquímica das rochas encaixantes

As seis amostras de geoquímica de rocha total das encaixantes não afetadas por hidrotermalismo intenso do depósito Pontal mostram resultados semelhantes. Os valores de SiO_2 variam de 58,1 – 62,35%, Al_2O_3 13,43 – 14,84%, Fe_2O_3 9,91 – 11,38%, TiO_2 1,45 – 1,76%, MgO 3,45 – 4,72%, CaO 2,18 – 3,31%, Na_2O 1,82 – 2,85% e K_2O 0,97 – 2,05%. As rochas encaixantes do Pontal possuem elevado teor de elementos traços imóveis como Zr (234 – 317 ppm), Y (44,6 – 62,1 ppm). A figura 19 mostra os diagramas de dispersão para elementos maiores e imóveis que apresentam correlação com Zr, os demais diagramas de dispersão para os elementos maiores se encontra no apêndice H. As razões $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ variam de 8,15 - 10,23, Zr/Y de 4,98 - 5,4 e Ti/Zr 31,71 – 37,15. A tabela completa com os valores de todos os elementos analisados nas rochas encaixantes está no apêndice E.

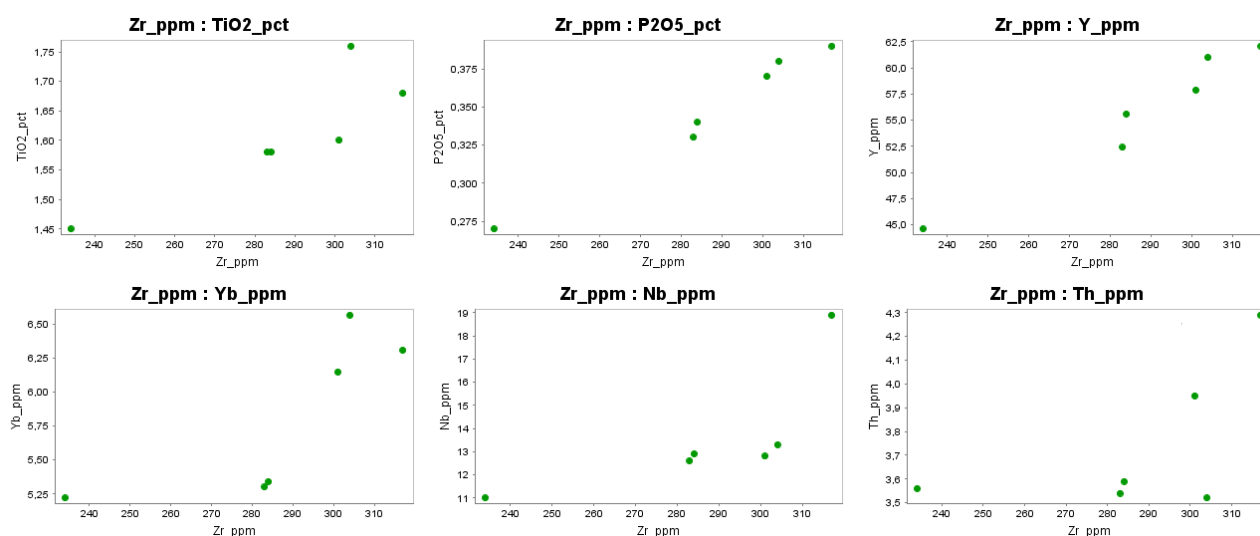


Figura 19: Diagramas de dispersão elemento x elemento para as rochas encaixantes do depósito Pontal

A distribuição de elementos terras raras normalizada para condrito (Boynnton, 1984, figura 20) das rochas do depósito Pontal é levemente inclinado com leve fracionamento de terras raras leves em relação aos pesados (La_N/Yb_N : 2,29 – 3,31) e discreta anomalia negativa de európio (Eu/Eu^* : 0,78 – 0,86). O fracionamento de terras raras pesadas é baixo (Gd_N/Yb_N : 1,24 – 1,43). A quantidade total de terras raras é elevada (ΣETR : 131,64 – 206,65), estando todos os elementos enriquecidos em pelo menos 21 vezes em relação ao padrão.

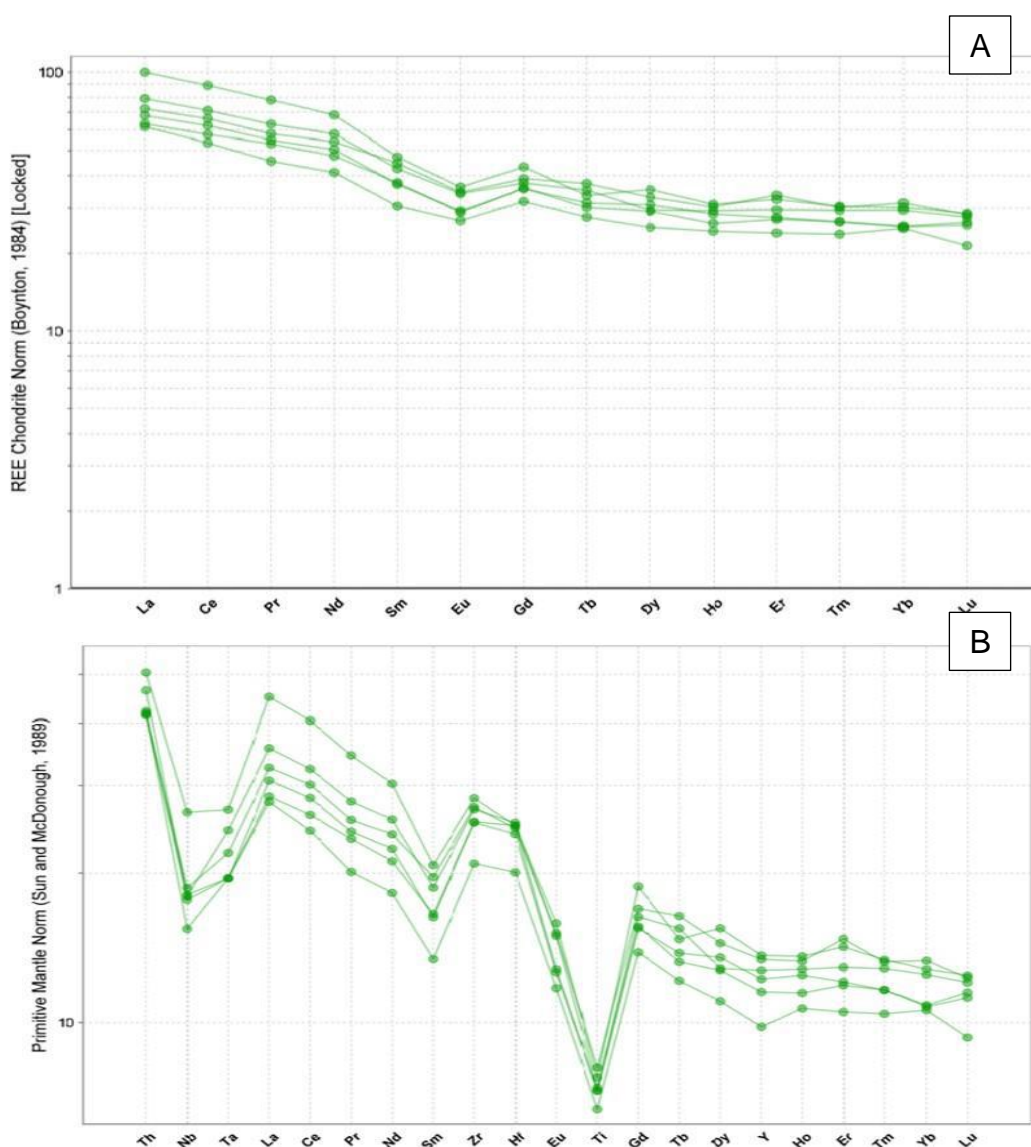


Figura 20: (A) Distribuição de elementos terras raras do depósito Pontal normalizada para condrito (Boynnton, 1984); (B) Distribuição de elementos incompatíveis do depósito Pontal normalizada para manto primitivo (Sun e McDonough, 1989)

O padrão de distribuição de elementos incompatíveis normalizado para manto primitivo (Sun e McDonough, 1989; figura 21) mostra um padrão levemente fracionado ($(\text{Th}/\text{Yb})_{\text{pm}}$: 2,97 – 3,78) com algumas anomalias bem marcadas. Zircônio e Hf apresentam anomalia positiva com os valores (Zr/Zr^*) variando entre 1,52 – 1,71. Nióbio e Ti, no entanto, apresentam fortes anomalias negativas, sendo (Nb/Nb^*) e (Ti/Ti^*) 0,45 – 0,57 e 0,35 – 0,40, respectivamente. Com exceção de Ti e de Y e Lu em uma amostra, todos os valores se encontram enriquecidos em pelo menos dez vezes com relação ao manto primitivo.

4.5 Geoquímica da mineralização

No depósito Pontal, os elementos com os quais ouro se correlaciona positivamente são arsênio, S, Sb e W (figura 21). As amostras foram divididas pelas associações de sulfetos que apresentam. Os resultados das análises químicas da mineralização estão no apêndice G. Potássio, Rb e Tl não se correlacionam com ouro para baixos teores. No entanto, apresentam correlação levemente negativa com ouro para teores intermediários e altos de ouro (figura 22). Os elementos HFS (*high field strength*) Nb, Ta e Ti, além do sódio, apresentam correlação negativa com Au (figura 23). O Na apresenta uma correlação negativa dispersa, enquanto os HFS apresentam correlação negativa com ouro. Prata não apresenta correlação com o Au.

Os resultados de análise de componentes principais (PCA; figuras 24 e 25) realizada nos dados transformados para CLR mostram elementos formando grupos distintos. O grupo controlado positivamente pela componente principal 1 (PC1) é formado por ouro, S, As e Sb, o grupo majoritariamente controlado pela PC2 é formado por potássio, Tl e Rb. Titânio, Nb e Ta formam um grupo controlado negativamente pela PC1, Nb se localiza próximo a esses elementos HFS. Prata é o único elemento nitidamente controlado negativamente pela PC2 e W possui controle positivo por PC1 e PC2. Juntas, PC1 e PC2 representam 70,7% da variância total de todas as análises (tabela 6). Os valores da variância representada por cada PC se encontram na tabela 6. Os resultados não transformados das amostras se encontram no apêndice F.

Tabela 6: Porcentagem da variância total representada por cada componente principal (PC)

Componente principal	Porcentagem da variância representada (%)	Variância acumulada (%)
PC1	46.76	46.76
PC2	23.96	70.72
PC3	11.39	82.11
PC4	6.32	88.43
PC5	3.98	92.41
PC6	3.61	96.02
PC7	2.36	98.38
PC8	0.95	99.33
PC9	0.42	99.75
PC10	0.22	99.97

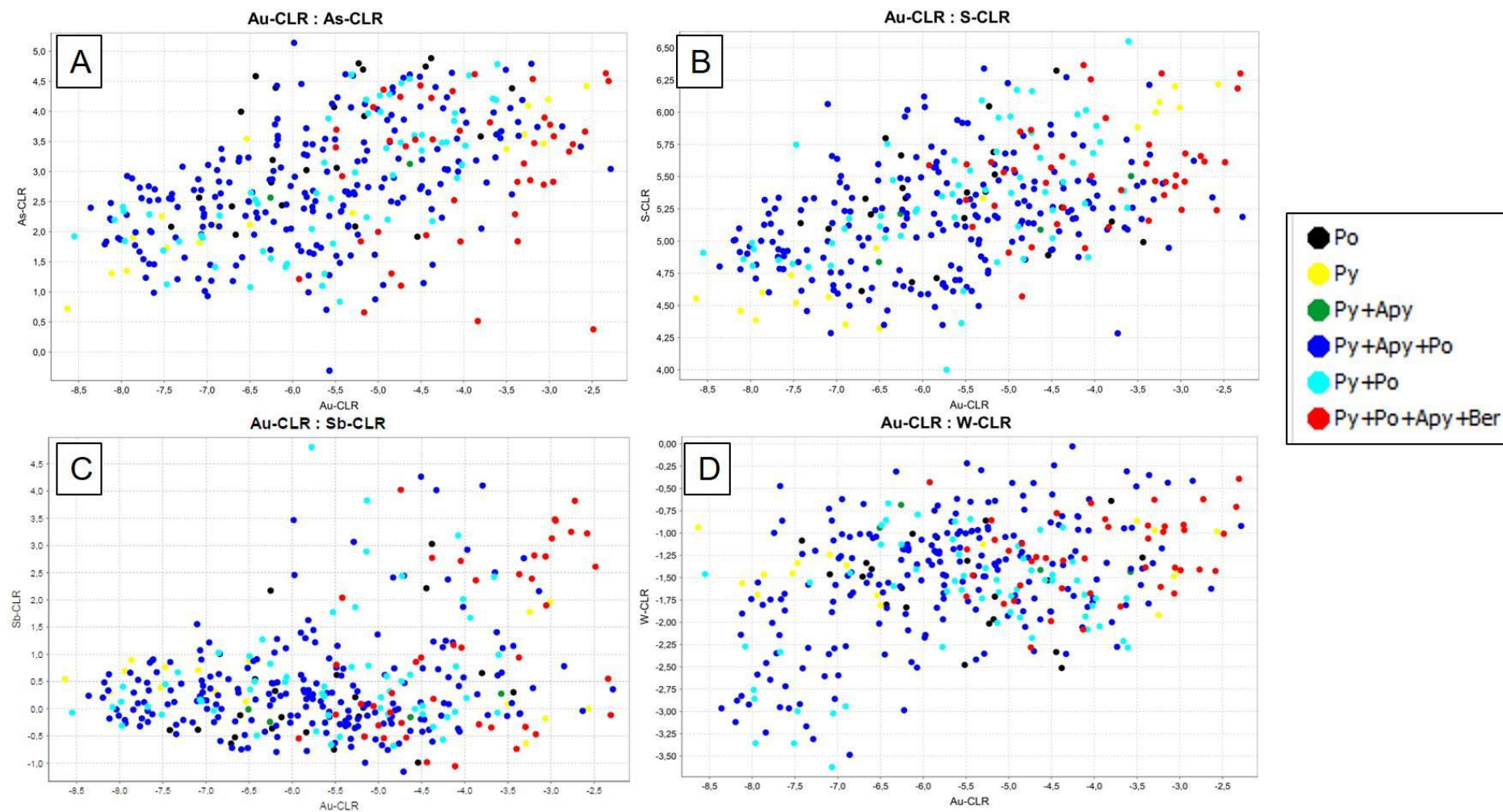


Figura 21: Diagramas de dispersão dos elementos positivamente correlacionados com Au. (A) As x Au; (B) S x Au; (C) Sb x Au; (D) W x Au

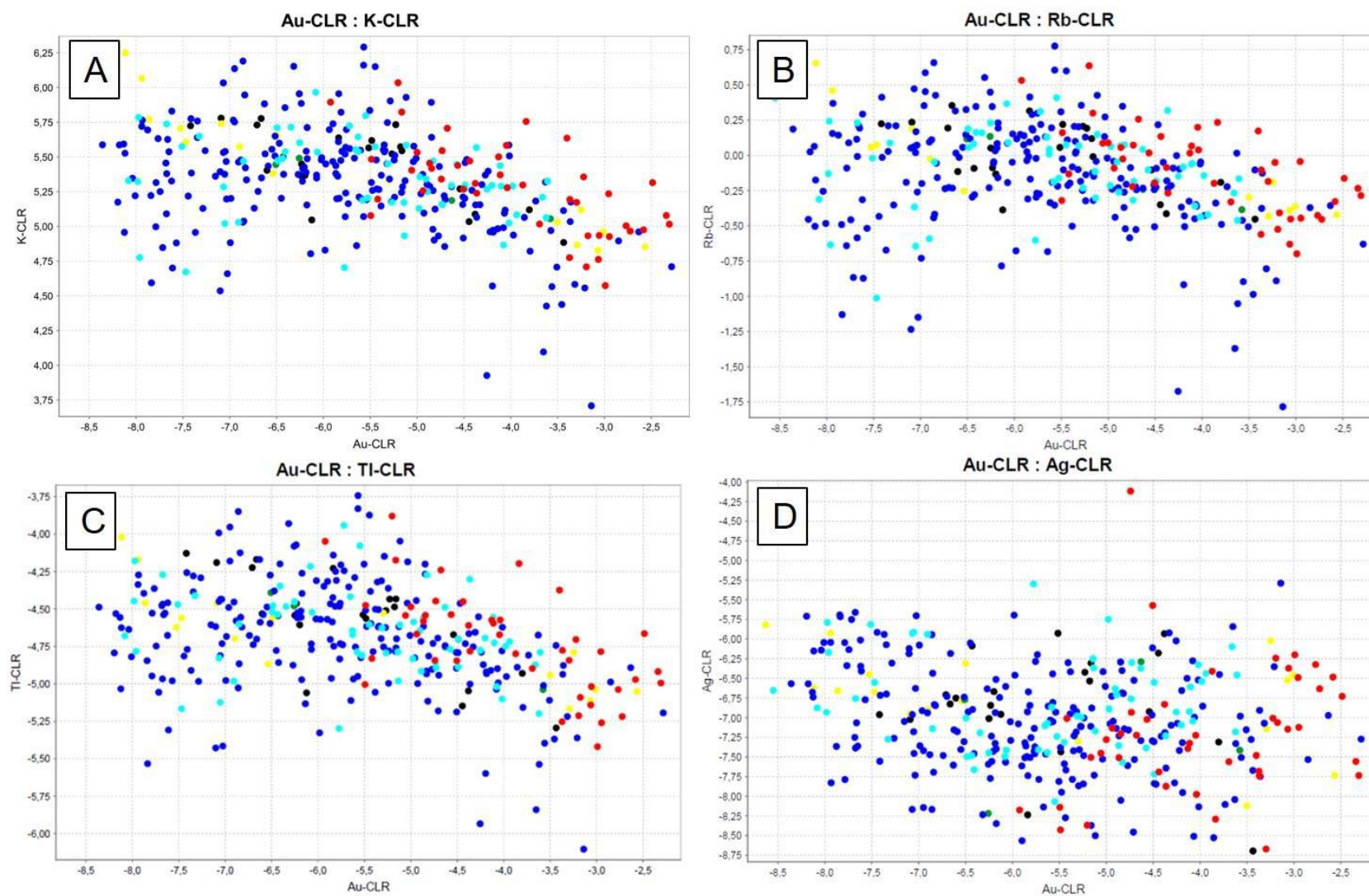


Figura 22: Diagramas de dispersão dos elementos parcialmente correlacionados e não correlacionados com ouro. (A) K x Au; (B) Rb x Au; (C) Ti x Au; (D) Ag x Au

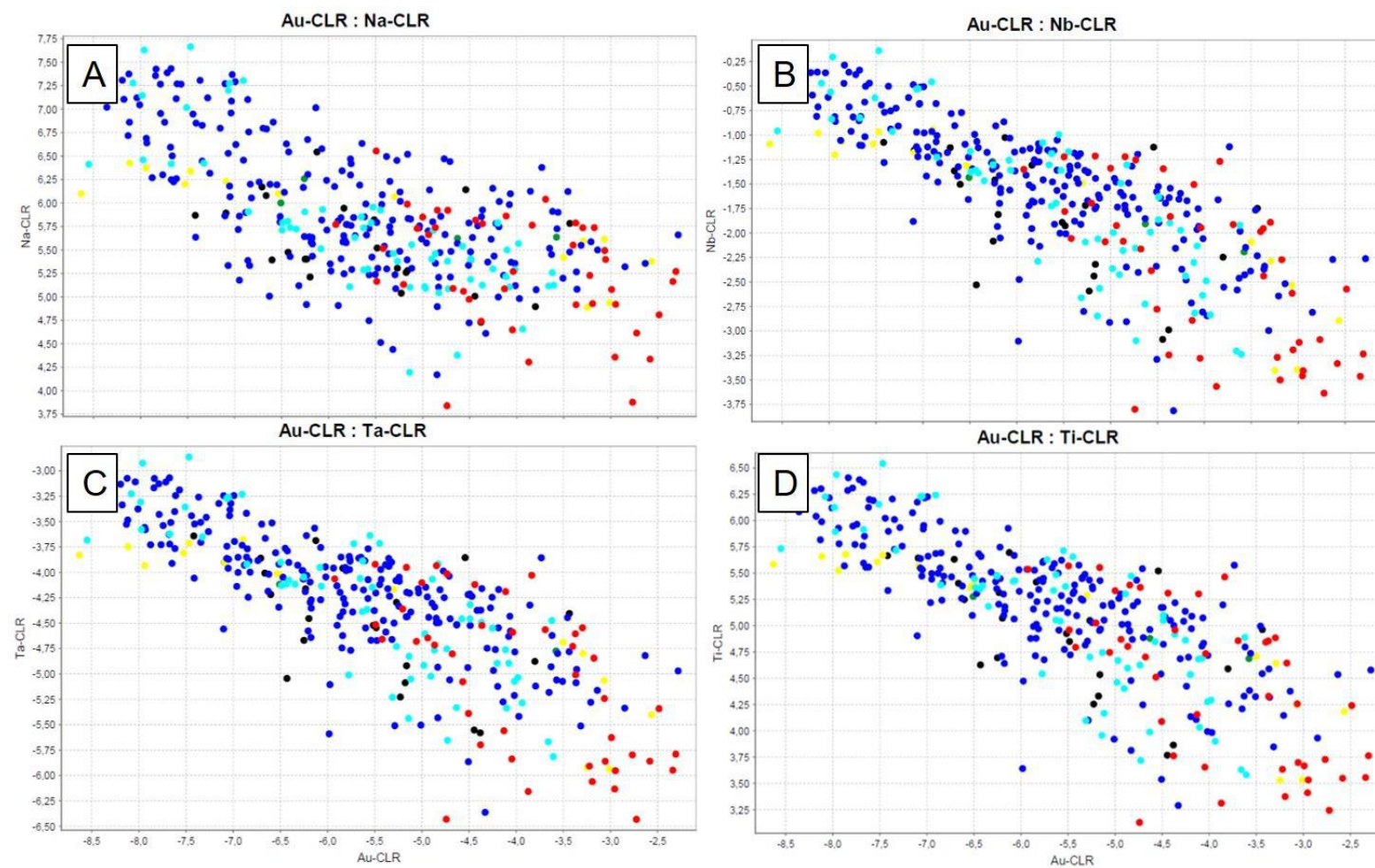


Figura 23: Diagramas de dispersão dos elementos sem correlação e negativamente correlacionados com ouro. (A) Na x Au; (B) Nb x Au; (C) Ta x Au; (D) Ti x Au

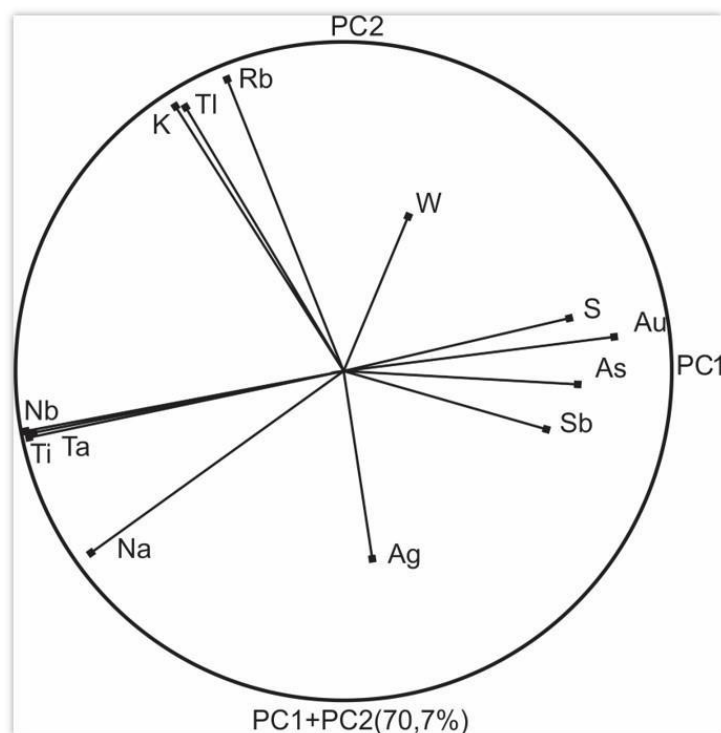


Figura 24: Círculo de correlações entre elementos. Quanto maior o comprimento da linha de cada elemento mais forte o controle pela PC paralela. Elementos situados a 90° entre si não se correlacionam, elementos a 180° entre si se correlacionam negativamente.

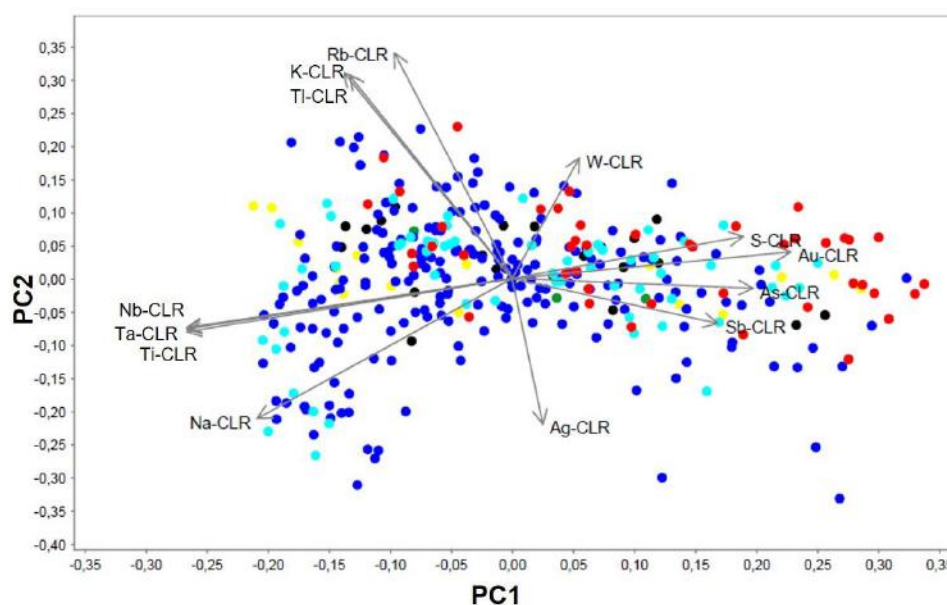


Figura 25: Variação das amostras do depósito Pontal segundo as componentes principais e os vetores de influência de cada elemento. Legenda das cores é igual a da figura

As figuras a seguir (figuras 26 e 27) mostram os perfis de variação os elementos químicos correlacionados com o ouro (As, S e Sb) ao longo dos furos PTL063 e PTL065. Os perfis dos demais furos estão no apêndice I.

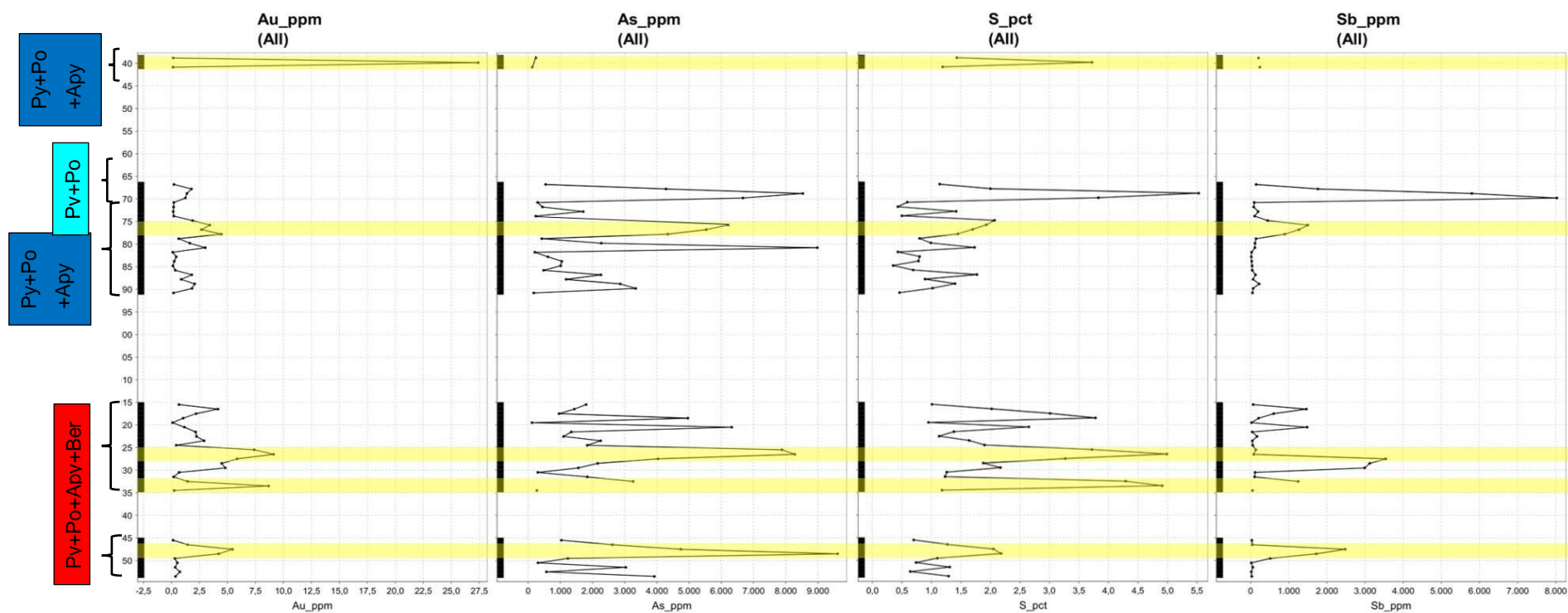


Figura 26: Perfil de variação de ouro, As, S e Sb ao longo do furo PTL063. Faixas amarelas representam os maiores teores de ouro. As associações de sulfetos principais estão plotadas ao lado dos intervalos

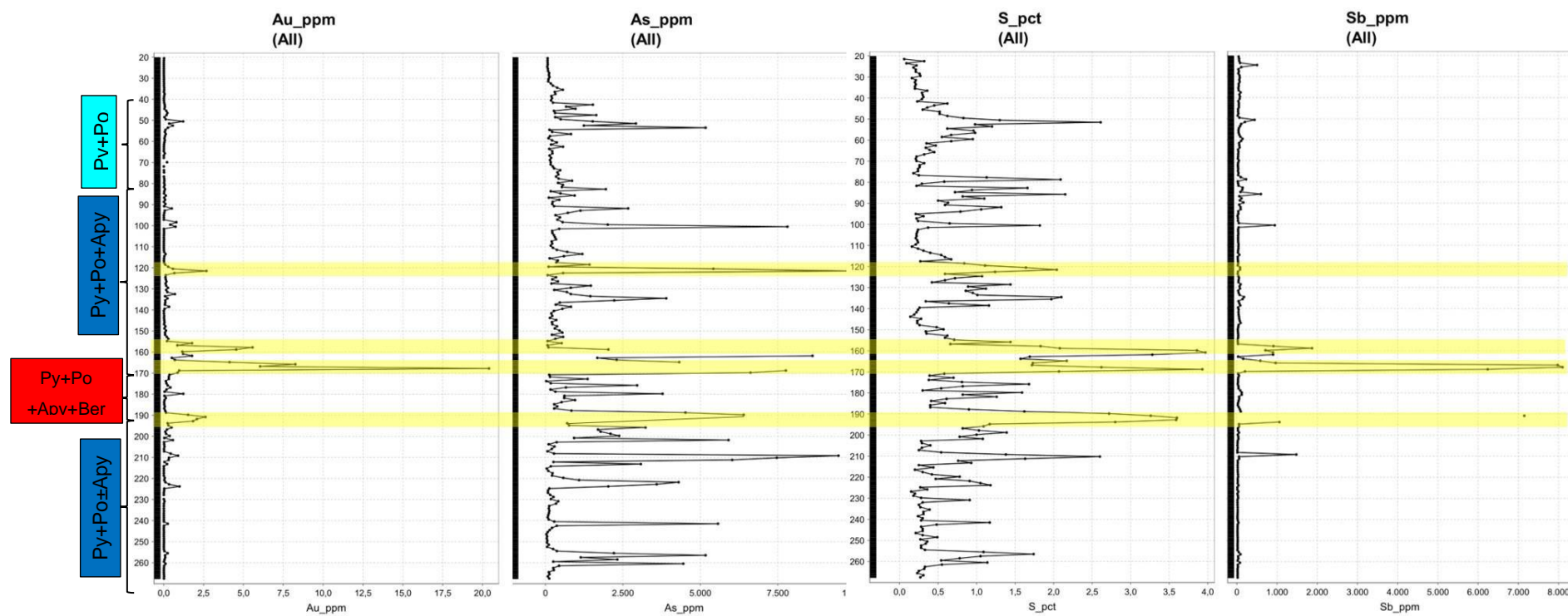


Figura 27: Perfil de variação de ouro, As, S e Sb ao longo do furo PTL065. Faixas amarelas representam os maiores teores de ouro. As associações de sulfetos principais estão plotadas ao lado dos intervalos

4.6 – Geotermômetro da arsenopirita

Dezessete cristais de arsenopirita pertencentes às duas associações de sulfetos foram analisados para verificar o conteúdo de átomos de As (%at As). Através das análises petrográficas, foi considerado que a arsenopirita está em equilíbrio com pirrotita apenas. Os valores de %at As vão de 32,5 a 35,1%. Quando esses valores são plotados no diagrama de Kretschmar e Scott (1976; figura 28) as temperaturas resultantes variam de 455°C a 565°C.

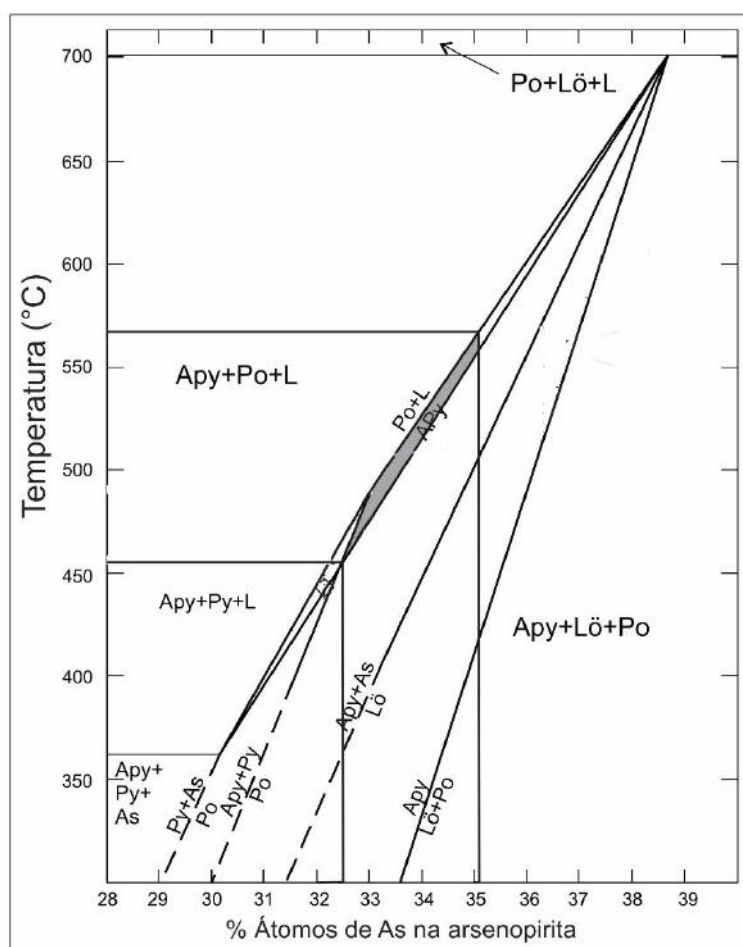


Figura 28: Geotermômetro da arsenopirita, modificado de Kretschmar e Scott (1976). Área sombreada mostra o campo representado pelas amostras do presente trabalho.

5 – DISCUSSÃO

5.1 Posicionamento estratigráfico e distribuição areal

A matriz dos meta-aglomerados vulcânicos, que dominam as rochas encaixantes do depósito Pontal, é muito similar textural e composicionalmente aos metatufos que formam lentes em meio aos pacotes de meta-aglomerado vulcânico. Ambos são formados por quartzo+clorita+plagioclásio+biotita±carbonato±sericita. Tendo isso em vista, é proposto que os dois litotipos compartilham a mesma gênese, possuindo a mesma área fonte e provavelmente advindos dos mesmos processos.

A Unidade Intermediária definida por Brando Soares *et al.* (2017) é composta por um pacote formado pela intercalação de rochas metassedimentares clásticas e rochas metavulcânicas félsicas, intermediárias e máficas. É proposto aqui que as rochas do depósito Pontal se encaixam na Unidade Intermediária de Brando Soares *et al.* (2017).

Em um mapeamento sistemático mais recente do GBP, Marinho *et al.* (2018) definiram a estratigrafia formal deste *Greenstone*. A Formação Rio São João do Grupo Pitangui definida por estes autores é constituída por meta-aglomerado vulcânicos polimíticos suportados por matriz clorítica a biotítica e clorita-biotita-plagioclásio-metatufos. Esta Formação é correlacionada com a base da Unidade Intermediária de Brando Soares *et al.* (2017). Dessa forma as rochas encaixantes do depósito Pontal se incluem na Formação Rio São João.

Em escala mais local, o mapeamento da região da mina Turmalina realizado por Silveira e Gasparotto (2019) identifica na área do depósito Pontal uma unidade constituída por metalapilli tufos e metatufos (figura 4). No mapa elaborado por estes autores essa unidade se estende até o depósito Faina a sudoeste, onde ela possui menor espessura gradando ao acunhamento. No entanto, ainda a sudoeste do depósito Fainano corpo C da Mina Turmalina, foi descrito um nível de meta-aglomerado vulcânico em meio a um pacote metassedimentar (figura 29; Albuquerque, 2019). As análises litogeoquímicas desta rocha são muito semelhantes à das rochas do depósito Pontal, com elevado Zr (318 ppm), Y (62,6 ppm) (figura 30C), ΣETR (128,44), além de valores similares de Dy_N/Yb_N (1,16) e Eu/Eu^* (0,80) (figura 30B). As similaridades litológicas e geoquímicas permitem interpretar que o meta-

aglomerado vulcânico descrito por Albuquerque (2019) pertence a mesma unidade que as rochas do depósito Pontal.

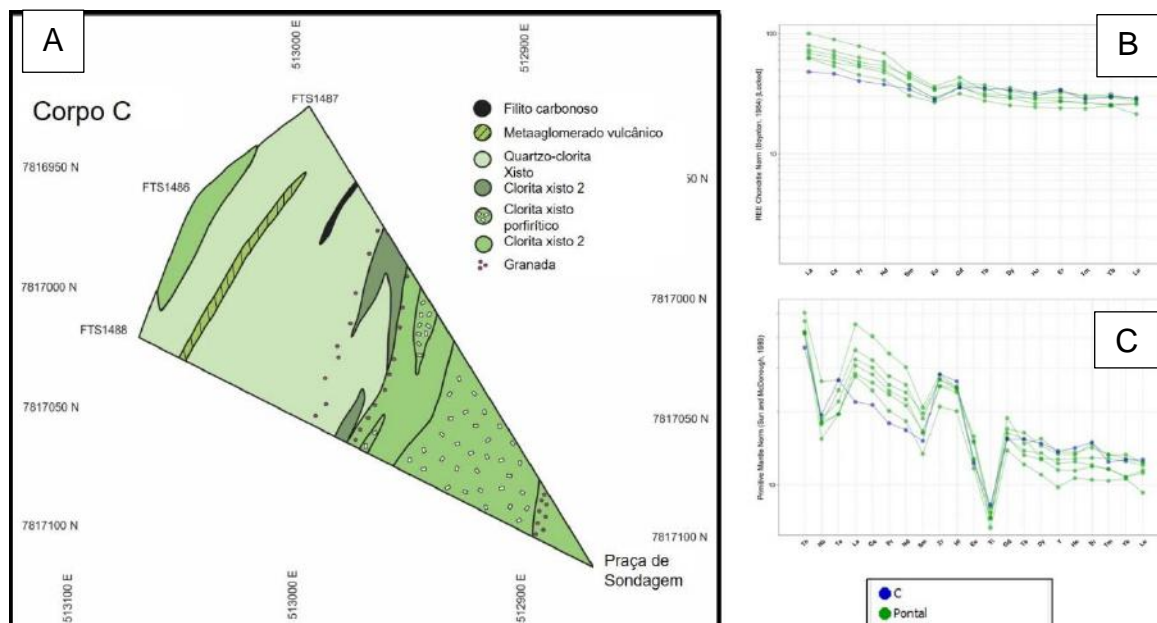


Figura 29: (A) Seção geológica do corpo C da mina Turmalina mostrando o nível de metaaglomerado vulcânico. Modificado de Albuquerque, 2019; (B) *Spiderplot* mostrando distribuição de terras raras normalizado para condrito (Boynton, 1984) das rochas do depósito Pontal e do metaaglomerado vulcânico do corpo C; (C) *Spiderplot* mostrando distribuição de elementos incompatíveis normalizado para manto primitivo (Sun & McDonough, 1989)

5.2 Ambiente tectônico

A crosta superior arqueana era composta por proporções variáveis de rochas máficas a ultramáficas e félsicas da suíte TTG (Taylor e McLennan, 1995;1997). Dessa forma, as rochas metassedimentares clásticas arqueanas podem apresentar tanto características geoquímicas típicas de rochas félsicas, quanto de crosta primitiva máfica-ultramáfica. Padrões de distribuição de elementos terras raras fornecem bons indicadores da origem dos sedimentos. Segundo Taylor e McLennan (1995) os padrões de terras raras de rochas metassedimentares arqueanas variam desde com alto grau de fracionamento, indicando derivação principal de rochas da suíte TTG, até horizontalizados, indicando derivação de crosta basáltica.

As rochas encaixantes do depósito Pontal analisadas neste trabalho mostram um padrão de terras raras (figuras 20 e 30), com baixo fracionamento de elementos terras raras leves em relação aos pesados (La_N/Yb_N : 2,29 – 3,31) e anomalia de

europio fraca a moderada (Eu/Eu^* : 0,78 – 0,86). Esses dados por si só poderiam sugerir derivação de fonte principalmente basáltica. No entanto, a quantidade de terras raras total é muito alta (ΣETR : 131,64 – 206,65) quando comparada a maioria dos metabasaltos da região da Mina Turmalina, que possuem assinatura similar a EMORB (Albuquerque, 2019).

A assinatura de terras raras do depósito Pontal é similar à de basaltos de bacias de *back arc* (BBBA; padrão levemente fracionado, mais enriquecido em terras raras total que o de basaltos MORB e discreta anomalia de Eu), que é própria da mistura de características de basaltos MORB com basaltos de arco (Xia e Li, 2019). O padrão de terras raras das rochas do presente trabalho é muito similar ao de BBBA de diversos trabalhos na literatura (e.g. Li *et al.*, 2013; Xu *et al.*, 2018). A presença extensiva de clastos de rochas metavulcânicas máficas corrobora com uma proveniência dominada por rochas máficas.

No GBP, na região do depósito São Sebastião, existem metabasaltos com assinatura de BBBA (Brando Soares *et al.*, 2020) que possuem padrão similar de terras raras, mas com ΣETR menor, que o das rochas do depósito Pontal (figura 30). É possível, no entanto, que as rochas do depósito Pontal representem remanescentes de rochas mais fracionadas derivadas geradas a partir do mesmo magma que os metabasaltos de assinatura BBBA do depósito São Sebastião. Esta hipótese é corroborada modelando a variação de elementos traço seguindo um processo de cristalização fracionada (figura 31). A modelagem foi realizada partindo do pressuposto de que as rochas clásticas do depósito Pontal são de fonte predominantemente metavulcânica máfica, com pouca influência de clastos de outras fontes, hipótese que é sustentada pelo padrão de terras raras pouco fracionado. As anomalias negativas de Nb e de Ti presente nos *spidergrams* de diagramas incompatíveis do depósito Pontal (figura 21) também corroboram com proveniência de rochas derivadas de processos relacionados a arcos magmáticos.

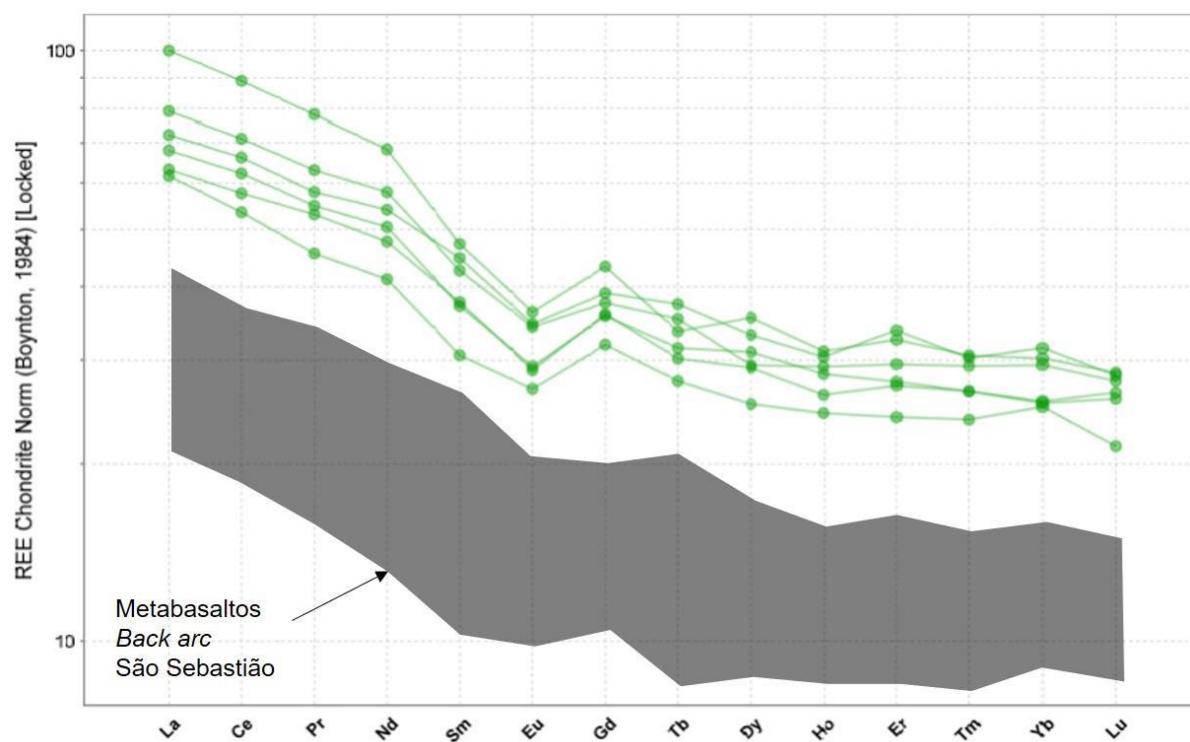


Figura 30: *Spiderplot* mostrando a distribuição de elementos terras raras normalizados para condrito (Boynton, 1984) das rochas do depósito Pontal e dos metabasaltos de *back arc* do depósito São Sebastião (Brando Soares *et al.*, 2020).

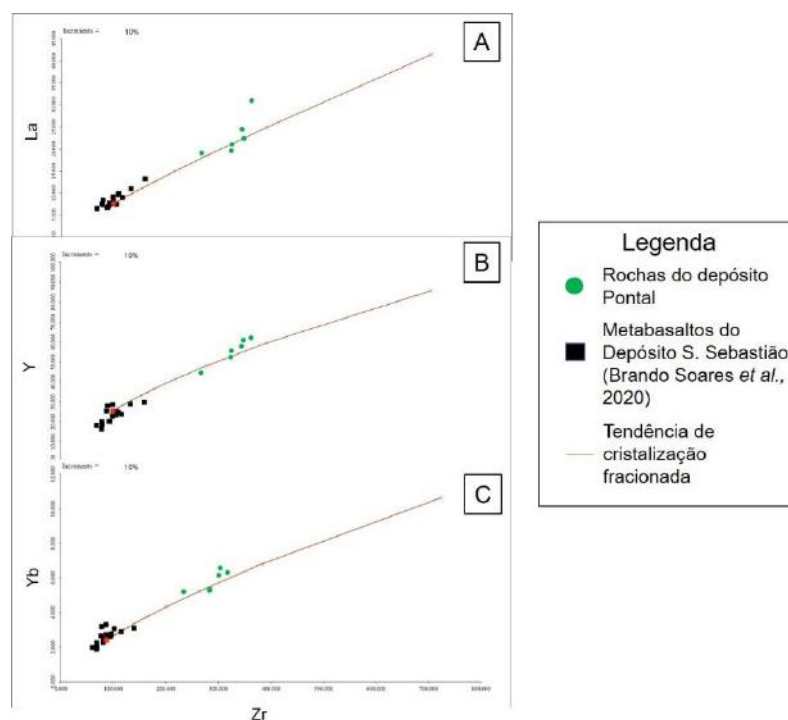


Figura 31: Diagramas de dispersão com o *trend* de cristalização fracionada. (A) La x Zr; (B) Y x Zr; (C) Yb x Zr

Greenstone Belts podem ser considerados como sendo diferentes tipos de ofiolito (Furnes *et al.*, 2015), onde apenas as porções no topo de suas colunas estratigráficas representam continentalização. A região da mina Turmalina é formada por rochas típicas de seções basais a intermediárias de *Greenstone Belts*, com rochas máficas e ultramáficas, filitos carbonosos, metachert e metachert ferruginoso (Albuquerque, 2019; Silveira e Gasparotto, 2019). Dessa maneira, entende-se que as rochas do depósito Pontal se formaram em ambiente submarino.

O tamanho dos clastos, a espessura dos pacotes de meta-aglomerado vulcânico, além de baixos índices de alteração (figura 32), indicam baixo retrabalhamento e provável proximidade da área fonte, dominada por rochas máficas. O fato de serem encontrados clastos de rochas metavulcânicas intermediárias/félsicas permite interpretar forte contribuição de rochas do arco magmático ao qual o *back arc* estaria relacionado, enquanto a presença de possível metachert indica que o processo que deu origem às encaixantes do depósito Pontal envolveu retrabalhamento das rochas do interior da bacia.

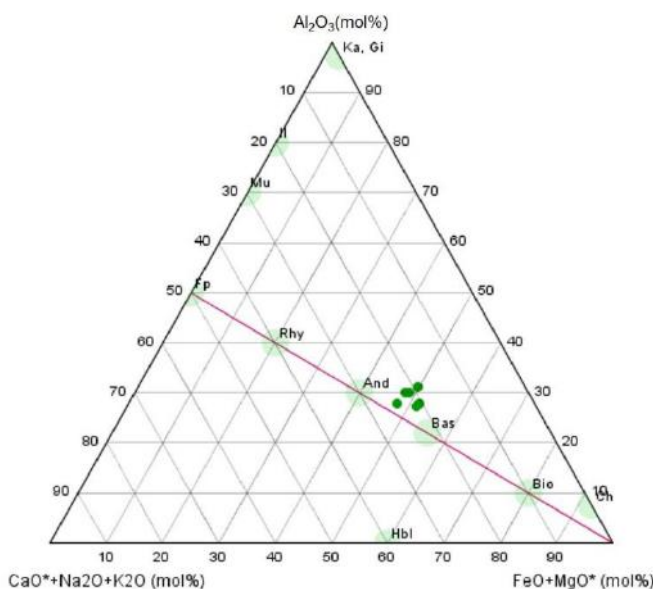


Figura 32: Diagrama de alteração A-CNK-FM de Nesbitt e Young (1989). A proximidade das amostras do depósito Pontal da linha de composição original evidencia o baixo nível de alteração intempérica e corrobora com proximidade da área fonte.

Meta-aglomerado vulcânicos vulcanoclásticos arqueanos já foram documentados por outros autores na literatura (e.g. Trofimovs *et al.*, 2004; Krapez e Hand, 2008;). Trofimovs *et al.* (2004) descrevem um espesso pacote de brecha vulcanoclástica suportada pela matriz com blocos de basalto, dacito e komatiito e intraclastos de filito carbonoso no domínio Boorara do cráton Yilgarn na Austrália. Estes autores sugerem que esse pacote teria sido formado pelo colapso de um domo vulcânico submarino. O colapso de domo vulcânico teria desencadeado uma avalanche de detritos submarina, que seria o processo deposicional responsável pela formação da rocha. Dessa forma o processo responsável pela origem das rochas seria epiclástico e não piroclástico. A textura brechosa, o tamanho dos clastos e a composição com grande presença de clastos de origem vulcânica (clastos de rochas metavulcânicas máfica e intermediária/ácida) e de possível metachert (quartzo policristalino fino) das rochas do encaixantes do depósito Pontal permitem inferir, por analogia, que um processo similar ao descrito por Trofimovs *et al.* (2004) ocorreu nessa porção do GBP.

Por possuírem grande quantidade de clastos vulcanogênicos as rochas do Pontal foram consideradas vulcanoclásticas. Por isso foi adotada a nomenclatura sugerida por Gillespie e Styles (1999).

5.3 Associação metálicas e significado das componentes principais

A análise de componentes principais indicou que o Au no depósito Pontal é controlado pela componente principal 1 (PC1) e está associado com S-As±Sb±W. A associação Au-S-As-Sb foi confirmada em petrografia, ao observar a relação do Au com a paragênese $apy_{(G)}+po+ber+Sb$ nativo. Com base nas observações macro e microscópicas entende-se que a componente principal 1 corresponde à composição *bulk* do fluido mineralizante.

Ouro, As e Sb são elementos que têm costumam ocorrer juntos em sistemas mineralizantes por serem majoritariamente transportados por enxofre reduzido (Sixue e Zheru, 1998; Pokrovski *et al.*, 2014; Goldfarb e Groves, 2015; Agangi *et al.*, 2019) e são enriquecidos relativos a outros metais (e.g. Cu, Pb, Zn) em fluidos de baixa salinidade.

diagrama de Barton (1971) para o sistema Fe-Sb-S é possível estimar a atividade de S_2 no fluido a partir das temperaturas obtidas com geotermômetro da arsenopirita e das paragêneses observadas (figura 33). A faixa de atividade de enxofre possível obtida para a existência de pirrotita, berthierita e antimônio nativo é baixa ($\log(aS_2)$ entre -6 e -8,2) e corrobora com o fluido tendo baixa quantidade de enxofre reduzido, apesar de esse ser o principal ligante.

A leve correlação positiva do tungstênio com a associação de metais da mineralização pode ser explicada indiretamente pela baixa salinidade do fluido (Sixue e Zheru, 1998). Tungstênio precipita a partir de soluções hidrotermais preferencialmente como scheelita ($CaWO_4$). No entanto, Ca liga-se preferencialmente a Cl^- . Se houver pouca disponibilidade de Cl^- o Ca ficará disponível para precipitar com W (Sixue e Zheru, 1998). Para o depósito Pontal, no entanto, a correlação de Au com W só aparece na química, uma vez que não foi encontrada scheelita na petrografia. Alternativamente, o tungstênio também pode estar presente como traço em rutilo (Cave *et al.*, 2017; Agangi *et al.*, 2019).

Dada a associação metálica e as estimativas de propriedades dos fluidos mineralizantes, bem como as evidências petrográficas, propõe-se que o ouro precipitou a partir do mesmo fluido que a associação de sulfetos A ($Apy_{(G)} + Po + Ber + Sb$).

A segunda componente principal (PC2) é a componente representada por K, Rb e Tl, os dois últimos são elementos que frequentemente substituem potássio na estrutura de minerais. Potássio é um elemento importante na composição da biotita, que é comum na rocha encaixante. Dessa forma PC2 é interpretada como refletindo a composição da rocha encaixante.

5.3.1 Ordem de cristalização dos opacos

Com base nas observações petrográficas e em reações fornecidas pela literatura foi montada a cronologia de formação das diferentes fases minerais (tabela 5).

A pirrotita₁ é considerado o primeiro mineral a se formar, ela é mais velha que a arsenopirita_(G), dado que a pirrotita₁ ocorre como inclusão e em alguns locais é sobrecrecida pela arsenopirita_(G), de maneira similar a descrita por Brando Soares *et*

al. (2018). A pirrotita₁ também foi encontrada fora da zona mineralizada como opaco disseminado na matriz alongado segundo a foliação, sugerindo um halo de sulfetação formado por pirrotita₁. Pirrotita_{2A} foi diferenciada da pirrotita_{2B} com base na associação mineral. Propõe-se para a pirrotita_{2A} origem a partir de fluido tardio ou disequilíbrio da

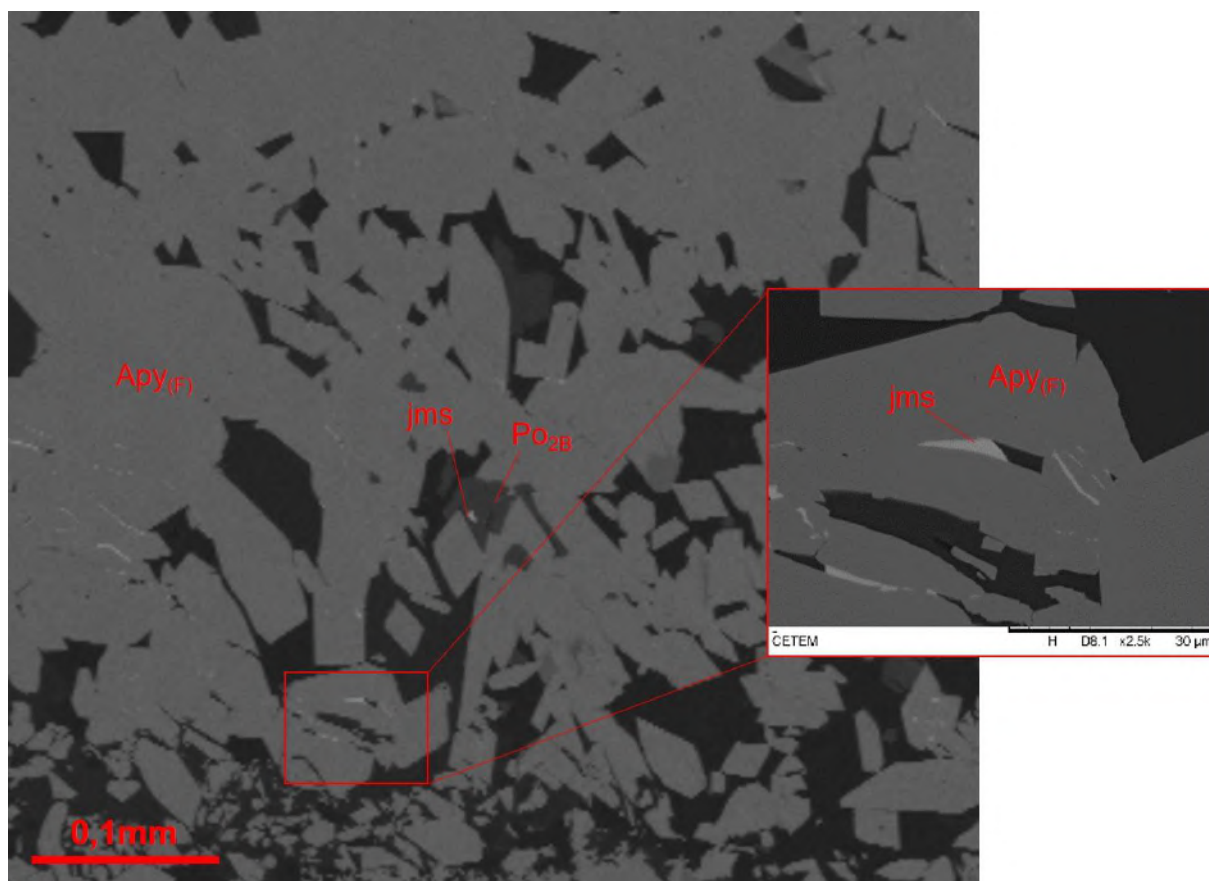


Figura 34: Imagem de elétrons retroespalhados feita com MEV da seção polida PTL065-167,5. Jamesonita e pirrotita ocorrendo em espaços entre cristais de arsenopirita_(F)

arsenopirita_(G), processo que pode também inclusive ter remobilizado ouro, como na figura 18^a. Para pirrotita_{2B} entende-se que a formação ocorreu junto com a da jamesonita pela reação descrita por Barton (1971) abordada na seção anterior, principalmente devido a ocorrência conjunta desses minerais (figura 34).

Não foi possível estabelecer relação temporal entre arsenopirita_(G) e arsenopirita_(F), pois não foi observada ocorrência conjunta delas para averiguar relações texturais. Entretanto, entende-se que as duas são sin-cinemáticas, pois a arsenopirita_(G) ocorre em cristais com o eixo maior alongado seguindo a foliação (figura 16A) e a arsenopirita_(F) ocorre em veios concordantes com S_n (figura 16 C).

Como o ouro foi visto apenas relacionado com arsenopirita_(G) propõe-se que o ouro foi formado junto com essa arsenopirita.

Berthierita e antimônio nativo ocorrem em equilíbrio com arsenopirita_(G), por isso se entende que estas fases são síncronas. Dessa forma Berthierita e antimônio nativo também seriam sin-cinemáticos. A ocorrência desses minerais crescendo entre lamelas de biotita (figura 17B) sugere que a formação desses minerais possa ter se estendido até estágio pós-cinemático.

Tabela 7: Relação temporal entre as diferentes fases de minerais da ganga e relacionados ao minério

Quartzo	_____		
Plagioclásio			
Clorita		_____	
Biotita		_____	
Ilmenita		_____	
Fases relacionadas ao minério			
Pirrotita ₁		_____	
Arsenopirita _(G)			_____
Pirrotita _{2A}			_____
Ouro			_____
Berthierita			_____ - - - -
Antimônio nativo			_____ - - - -
Arsenopirita _(F)	- - - -	_____	_____
Jamesonita			_____
Pirrotita _{2B}			_____
Ullmanita			_____

5.3.2 Origem do fluido

Fluidos hidrotermais de origem metamórfica geralmente são de baixa salinidade e possuem CO₂ e H₂S como principais gases dissolvidos, além de possuírem associação metálica com enriquecimento em Ag, As, Sb, W, Bi, Te e Pb, mas sendo Cu e Zn raros (Groves, 1993; Groves *et al.*, 2003; Groves e Goldfarb, 2015). A alteração hidrotermal que acompanha a sulfetação nos depósitos dominados por esse tipo de alteração inclui sericitização, silicificação, cloritização e carbonatação desde as zonas proximais até as zonas distais ao depósito (Robb, 2005).

Na região do Quadrilátero Ferrífero, fluidos de baixa salinidade portadores de enxofre reduzido são comuns (Lobato *et al.*, 2001b). Diversos autores (e.g. Martins Pereira *et al.*, 2007; Ribeiro *et al.*, 2015) propõem que esses fluidos possuem origem metamórfica, advinda da desidratação de rochas do *Greenstone Belt* Rio das Velhas. No GBP é proposta também origem metamórfica para os fluidos mineralizantes que atuaram na região da mina Turmalina (Fabrício-Silva *et al.*, 2018). Mozart (2019), baseada no estudo de inclusões fluidas, propõe origem metamórfica para os fluidos depósito São Sebastião.

Dadas as semelhanças entre o que se estabelece na literatura para fluidos metamórficos e as observações no depósito Pontal, tanto de associação metálica e de alteração hidrotermal das rochas encaixantes, bem como de propriedades estimadas para o fluido hidrotermal, propõe-se aqui que a mineralização no depósito Pontal tem origem de fluidos hidrotermais metamórficos.

Fabrício-Silva *et al.*, (2018) propõem que parte do fluido mineralizante da mina Turmalina poderia ser resultante da desidratação de filitos carbonosos descritos por Romano (2007). Caso esses filitos contivessem pirita, um mineral acessório comum em folhelhos negros (Gregory *et al.*, 2015), a conversão metamórfica de pirita para pirrotita poderia ser a fonte do enxofre reduzido presente no fluido metamórfico (Finch e Tomkins, 2017). Mozart (2019) também propõe desidratação de filitos carbonosos como fonte do fluido para o depósito São Sebastião, devido a presença de expressivo CH₄ nas inclusões fluidas estudadas por esta autora.

5.4. Conciliando a discrepância entre temperatura das encaixantes e temperatura do fluido hidrotermal

As temperaturas encontradas para a mineralização no depósito Pontal, apesar de altas em comparação com a maioria dos depósitos do tipo ouro orogênico (Groves *et al.*, 2003; Groves e Goldfarb, 2015), estão dentro da faixa de temperaturas encontradas para mineralização aurífera no GBP (Depósito São Sebastião – Brando Soares *et al.*, 2018; Mina Turmalina – Fabrício-Silva *et al.*, 2018).

Fabrício-Silva *et al.* (2018) estudando os corpos A e C da mina Turmalina encontraram paragêneses metamórficas indicativas de temperaturas de fácies

anfibolito e estabeleceram a temperatura de 627 a 633°C utilizando geotermômetro de granada-biotita.

A associação de minerais metamórficos índices do depósito Pontal é indicativa de pico metamórfico próximo a fácies xisto verde. Ilmenita é o único mineral metamórfico mais comum de fácies anfibolito e de graus mais altos. Porém, partindo da hipótese defendida neste trabalho de que o nível de meta-aglomerado vulcânico do corpo C (Albuquerque, 2019) da mina Turmalina é uma continuidade das camadas do depósito Pontal, é improvável que as rochas do depósito Pontal tenham sido afetadas em um grau metamórfico mais baixo que o do corpo C, uma vez que Pontal e o corpo C estariam no mesmo nível crustal.

Entretanto, Fabrício-Silva *et al* (2018) propõem a possibilidade de as altas temperaturas encontradas no corpo C serem relacionadas com calor gerado pela intrusão do granito Casquilho em 2664 ± 35 Ma (Tassinari *et al.*, 2015).

Dessa maneira, é proposto que as rochas do depósito Pontal atingiram pico metamórfico em fácies anfibolito baixo e associação mineral encontrada no depósito Pontal seria resultante de uma combinação de intenso hidrotermalismo sin-tectônico a tardi-tectônico (comum em depósitos de tipo ouro orogênico; Groves *et al.*, 2003; Kolb *et al.*, 2015) com retrometamorfismo. Esses processos teriam destruído minerais como anfibólios e apagado sinais de feições de mais alto grau metamórfico nas amostras estudadas.

6 – CONCLUSÕES

O depósito aurífero Pontal é hospedado em rochas metassedimentares de derivação predominantemente vulcânica que se estendem desde o local deste depósito até o corpo C da mina Turmalina por uma faixa de aproximadamente quatro quilômetros ao longo de uma zona de cisalhamento. Essas rochas têm origem em ambiente de *back arc*, a partir da erosão de basaltos e de rochas vulcânicas intermediárias/félsicas e chert, em um processo do tipo colapso de domo vulcânico.

O grande enriquecimento em terras raras e elementos incompatíveis das rochas encaixantes do depósito Pontal pode ser explicado pela proveniência dominada por rochas formadas por cristalização fracionada de basaltos com

assinatura de *back arc*, similar à de metabasaltos encontrados no depósito São Sebastião, também no GBP.

A mineralização aurífera do depósito Pontal está relacionada a uma associação de sulfetos representada por arsenopirita+pirrotita+berthierita+antimônio nativo. A arsenopirita grossa, euédrica, disseminada e concordante com a foliação é o principal mineral associado com ouro, tendo este sido visto apenas como inclusão, em fraturas ou próximo à arsenopirita_(G).

A associação metálica Au-As-Sb±W foi formada a partir de um fluido com baixa salinidade e baixa atividade de enxofre, o que é corroborado pela prevalência de pirrotita sobre pirita e pela presença de antimônio nativo. A baixa salinidade é evidenciada pelo baixo teor de metais base e ocorrência de berthierita, que não é instável em condições de alta salinidade e reage com galena para formar outros minerais. O fluido hidrotermal foi de temperatura mais alta em relação às temperaturas estimadas para o *Greenstone Belt* Rio das Velhas, mas é concordante com as faixas de temperatura estimadas para o GBP. A origem mais provável para o fluido hidrotermal mineralizante do depósito Pontal é a desidratação de minerais em filitos carbonosos do GBP.

7 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AGANGI, A. et al. Antimony in rutile as a path fi nder for orogenic gold deposits. **Ore Geology Reviews**, v. 106, n. January, p. 1–11, 2019.

ALBUQUERQUE, Guido Monteiro. Comparações geoquímicas entre os corpos “A” e “C” – Mina Turmalina (Au), Pitangui (MG). 2019. 50p. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Curso de Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, UFRJ, Rio de Janeiro.

ALKMIM, F. F.; MARSHAK, S. Transamazonian Orogeny in the Southern São Francisco Craton Region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. **Precambrian Research**, v. 90, p. 29–58, 1998.

ALKMIM, F. F.; MARTINS-NETO, M. A. Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco craton, eastern Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, v. 33, n. 1, p. 127–139, 2012.

ALKMIM, F.F. e TEIXEIRA, W. 2017. The Paleoproterozoic Mineiro Belt and the Quadrilátero Ferrífero. In: Heilbron, M., Cordani, U.G. e Alkmim, F.F. (Eds). São Francisco craton, Eastern Brazil – Tectonic genealogy of a miniature continent, p. 71-96.

ALMEIDA, F. F. M. O Cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 7, p. 349–364, 1977.

ANGLOGOLD ASHANTI. Mineral resource and ore reserve report. 252 p. 2018.

BALTAZAR, O. F.; ZUCCHETTI, M. Lithofacies associations and structural evolution of the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil: A review of the setting of gold deposits. **Ore Geology Reviews**, v. 32, p. 471–499, 2007.

BARBOSA, J. S. F.; SABATÉ, P. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. **Precambrian Research**, v. 133, p. 1–27, 2004.

BARTON, P. B. The Fe-Sb-S System. **Economic Geology**, v. 66, p. 121–132, 1971.

BAU, M. Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 123, p. 323–333, 1996.

BOYNTON, W.V. Cosmochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite Studies. **Developments in Geochemistry**, p. 63-114, 1984.

BRANDO SOARES, M. et al. Geology of the Pitangui greenstone belt, Minas Gerais, Brazil: Stratigraphy, geochronology and BIF geochemistry. **Precambrian Research**, v. 291, p. 17–41, 2017.

BRANDO SOARES, M. et al. Multistage mineralization at the hypozonal São Sebastião gold deposit. **Ore Geology Reviews**, v. 102, n. August, p. 618–638, 2018.

BRANDO SOARES, Mariana. Geology of the Pitangui greenstone belt and the São Sebastião gold deposit: a new geotectonic and metallogenic model for the Meso- to Neoarchean Southern São Francisco Craton, Brazil. 2019. 296p. Tese (Doutorado em Geologia) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, UFRJ, Rio de Janeiro.

BRANDO SOARES, M.; CORRÊA NETO, A. V.; FABRICIO-SILVA, W. The development of a Meso- to Neoarchean rifting-convergence- collision-collapse cycle over an ancient thickened protocontinent in the. **Gondwana Research**, v. 77, p. 40–66, 2020.

CABRAL, A. R., 2006. Palladiferous Gold Mineralisation (ouro preto) in Brazil: Gongo Soco, Itabira and Serra Pelada. Sonderhefte Reihe D - Geol. Jahrb., Heft 8. 115p. ISBN 978-3-510-95954-9

CAVE, B. J. et al. A metamorphic mineral source for tungsten in the turbidite-hosted orogenic gold deposits of the Otago Schist, New Zealand. **Mineralium Deposita**, v. 52, p. 515–537, 2017.

CHEMALE, F.; ROSIÈRE, C. A.; ENDO, I. The tectonic evolution of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. **Precambrian Research**, v. 65, p. 25–54, 1994.

COX, J.; PRESSACCO, R. Technical Report on the Turmalina Mine, Minas Gerais State, Brazil. RPA Consulting, Toronto. 175p. 2017.

CPRM. Serviço Geológico do Brasil. Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais. Belo Horizonte, 2014. 1 mapa. Escala 1:1.000.000.

CUTTS, K. et al. Metamorphism and exhumation of basement gneiss domes in the Quadrilátero Ferrífero: Two stage dome-and-keel evolution? **Geoscience Frontiers**, v. 10, n. 5, p. 1765–1787, 2019.

DORR, J. V. R. Physiographic, stratigraphic, and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. US Government Printing Office, 110p., 1969.

EL RASSI, D.; VOS, I. **Independent Technical Report for the São Sebastião Gold Deposit, Pitangui Project**, Brazil. 84p, 2014.

ERSOY, Y.; HELVACI, C. FC – AFC – FCA and mixing modeler: A Microsoft Excel spreadsheet program for modeling geochemical differentiation of magma by crystal fractionation, crustal assimilation and mixing. **Computers & Geosciences**, v. 36, p. 383–390, 2010.

FABRÍCIO-SILVA, Wendell. EVOLUÇÃO TECTONOTERMAL E PROCESSOS MULTIFÁSICOS DE MINERALIZAÇÃO DE OURO NO DEPÓSITO TURMALINA, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, BRASIL. 2016. 108p. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, UFMG, Belo Horizonte.

FABRICIO-SILVA, W.; ROSIÈRE, C. A.; BÜHN, B. The shear zone-related gold mineralization at the Turmalina deposit, Quadrilátero Ferrífero, Brazil: structural evolution and the two stages of mineralization. **Mineralium Deposita**, 2018.

FARINA, F.; ALBERT, C.; LANA, C. The Neoarchean transition between medium- and high-K granitoids: Clues from the Southern São Francisco Craton (Brazil). **Precambrian Research**, v. 266, p. 375–394, 2015.

FINCH, E. G.; TOMKINS, A. G. Pyrite-Pyrrhotite Stability in a Metamorphic Aureole: Implications for Orogenic Gold Genesis. **Economic Geology**, v. 112, p. 661–674, 2017.

FURNES, H.; WIT, M. DE; ROBINS, B. A review of new interpretations of the tectonostratigraphy, geochemistry and evolution of the Onverwacht Suite, Barberton Greenstone Belt, South Africa. **Gondwana Research**, v. 23, n. 2, p. 403–428, 2013.

FURNES, H.; DILEK, Y.; WIT, M. DE. Precambrian greenstone sequences represent different ophiolite types. **Gondwana Research**, v. 27, n. 2, p. 649–685, 2015.

GOLDFARB, R. J.; GROVES, D. I. Orogenic gold: Common or evolving fluid and metal sources through time. **LITHOS**, v. 233, p. 2–26, 2015.

GREGORY, D. D. et al. Trace Element Content of Sedimentary Pyrite in Black Shales. **Economic Geology**, v. 110, p. 1389–1410, 2015.

GROSSI SAD, J.H., 1968. Esboço Geológico do Estado de Minas Gerais, escala 1:1.000.000: Geosol, Belo Horizonte, MG: 1 mapa (inédito).

GROVES, D. I. et al. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. **Ore Geology Reviews**, v. 13, p. 7–27, 1998.

GROVES, D. I. The crustal continuum model for late-Archaeon lode-gold deposits of the Yilgarn Block, Western Australia. **Mineralium Deposita**, v. 28, p. 366–374, 1993.

GRUNSKY, E.C. et al. 2015. A global database of gold deposits: quantification of multi-element ore signatures. In: Targeted Geoscience Initiative 4: Contributions to the Understanding of Precambrian Lode Gold Deposits and Implications for Exploration. Geological Survey of Canada Open file 7852.

GUADAGNIN, F.; CHEMALE, F. Detrital zircon record of the Paleoproterozoic to Mesoproterozoic cratonic basins in the São Francisco Craton. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 60, p. 104–116, 2015.

HEILBRON, M.; CORDANI, U. G., ALKMIN, F. F. The São Francisco Craton and Its Margins. In: Heilbron, M., Cordani, U.G. e Alkmim, F.F. (Eds). São Francisco craton, Eastern Brazil – Tectonic genealogy of a miniature continent, p. 3-15.

HODGSON, C. J. Mesothermal lode-gold deposits. In: KIRKHAM, R. V., et al (eds.), Mineral deposit modeling. Geological Association of Canada Special Papers, v.40, p. 635-678. 1993.

KOGLIN, N. et al. Depositional age and sediment source of the auriferous Moeda Formation, Quadrilátero Ferrífero of Minas Gerais, Brazil: New constraints from U – Pb – Hf isotopes in zircon and xenotime. **Precambrian Research**, v. 255, p. 96–108, 2014.

KOLB, J.; DZIGGEL, A.; BAGAS, L. Hypozonal lode gold deposits: A genetic concept based on a review of the New Consort, Renco, Hutti, Hira Buddini, Navachab, Nevoria and The Granites deposits. **Precambrian Research**, v. 262, p. 20–44, 2015.

KRAPEZ, B.; HAND, J. L. Late Archaean deep-marine volcanoclastic sedimentation in an arc-related basin: The Kalgoorlie Sequence of the Eastern. **Precambrian Research**, v. 161, p. 89–113, 2008.

KRETSCHMAR, U.; SCOTT, S. D. Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application. **The Canadian Mineralogist**, v. 14, p. 364–386, 1976.

LANA, C. et al. The ancestry and magmatic evolution of Archaean TTG rocks of the Quadrilátero Ferrífero province, southeast Brazil. **Precambrian Research**, v. 231, p. 157–173, 2013.

LI, L. et al. Geochronology and geochemistry of volcanic rocks from the Shaojiwa Formation and Xingzi Group, Lushan area, SE China: Implications for Neoproterozoic back-arc basin in the Yangtze Block. **Precambrian Research**, v. 238, p. 1–17, 2013.

LOBATO, L. M. et al. Brazil's premier gold province. Part I: The tectonic, magmatic, and structural setting of the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero. **Mineralium Deposita**, v. 36, p. 228–248, 2001a.

LOBATO, L. M.; RIBEIRO-RODRIGUES, L. C.; VIEIRA, F. W. R. Brazil's premier gold province. Part II: geology and genesis of gold deposits in the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero. **Mineralium Deposita**, v.36, p. 249–277, 2001b.

LOBATO, L. M. et al. U – Pb SHRIMP monazite ages of the giant Morro Velho and Cuiabá gold deposits, Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. **Ore Geology Reviews**, v. 32, p. 674–680, 2007.

LOBATO, L. M. et al. Ouro no Brasil: principais depósitos, produção e perspectivas. In: MELFI, A. J. et al. Recursos Minerais no Brasil: problemas e desafios. Rio de Janeiro: Academia Brasileira de Ciências, 420p. 2016.

MACHADO, N.; CARNEIRO, M. U-Pb evidence of late Archean tectono-thermal activity in the southern. **Canadian Journal of Earth Sciences**, v. 29, p. 2341–2346, 1992.

MARINHO, M. S. et al. Mapa geológico integrado: área de relevante interesse mineral – ARIM. Quadrilátero Ferrífero, subárea faixa Pará de Minas, Pitangui. Belo Horizonte: CPRM, 2018. 1 mapa, color. Escala 1:75.000

MARTINS PEREIRA, S. L. et al. Nature and origin of the BIF-hosted São Bento gold deposit, Quadrilátero Ferrífero, Brazil, with special emphasis on structural controls. **Ore Geology Reviews**, v. 32, p. 571–595, 2007.

MARTINS, B. S. et al. The Archean BIF-hosted Lamego gold deposit, Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero: Evidence for Cambrian structural modification of an Archean orogenic gold deposit. **Ore Geology Reviews**, v. 72, p. 963–988, 2016.

MOREIRA, H. et al. The detrital zircon record of an Archaean convergent basin in the Southern São Francisco Craton, Brazil. **Precambrian Research**, v. 275, p. 84–99, 2016.

MOREIRA, H. et al. Insights into orogenic processes from drab schists and minor intrusions: Southern São Francisco Craton, Brazil. **LITHOS**, v. 346–347, p. 105–146, 2019.

MOZART, Mariana Sathler. Condições P-T-X na formação de veios de quartzo associado à mineralização de Au do depósito São Sebastião, *Greenstone Belt* Pitangui, Minas Gerais, Brasil. 2019. 69p. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Curso de Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, UFRJ, Rio de Janeiro

NESBITT, H. W.; YOUNG, G. M. Formation and diagenesis of weathering profiles. **The Journal of Geology**, v. 97, n. 2, p. 129–147, 1989.

NOCE, C. M. et al. Age of felsic volcanism and the role of ancient continental crust in the evolution of the Neoarchean Rio das Velhas Greenstone belt (Quadrilátero Ferrífero, Brazil): U – Pb zircon dating of volcanoclastic graywackes. **Precambrian Research**, v. 141, p. 67–82, 2005.

PAWLOWSKY-GLAHN, V.; EGOZCUE, J. J. 2006. Compositional data and their analysis: an introduction. In: BUCIANTI, A.; MATEU-FIGUERAS, G. PAWLOWSKY-GLAHN, V. (Eds.), *Compositional Data Analysis in the Geosciences: from theory to practice*. **Geological Society of London Special Publications**, v. 264, p. 1-11.

POKROVSKI, G. S. et al. Gold speciation and transport in geological fluids: insights from experiments and physical-chemical modelling. **Geological Society of London Special Publications**, v. 402, p. 9–70, 2019.

POLAT, A.; HOFMANN, A. W.; ROSING, M. T. Boninite-like volcanic rocks in the 3.7 – 3.8 Ga Isua greenstone belt, West Greenland: geochemical evidence for intra-oceanic subduction zone processes in the early Earth. **Chemical Geology**, v. 184, p. 231–254, 2002.

REIS, H. L. S. et al. 2017. The Paleoproterozoic Mineiro Belt and the Quadrilátero Ferrífero. In: Heilbron, M., Cordani, U.G. e Alkmim, F.F. (Eds). *São Francisco craton, Eastern Brazil – Tectonic genealogy of a miniature continent*, p. 117-145.

RENGER, F. E. et al. Evolução sedimentar do Supergrupo Minas: 500 Ma. De registro geológico no Quadrilátero Ferrífero, Minas. **Geonomos**, v. 2, n. 1, p. 1–11, 1995.

RIBEIRO-RODRIGUES, L. C. et al. The Archean BIF-hosted Cuiabá Gold deposit, Quadrilátero. **Ore Geology Reviews**, v. 32, p. 543–570, 2007.

ROBB, L. J. **Introduction to ore-forming processes**. Oxford: Blackwell Publishing, 2005.

ROMANO, A., 2007. Programa Geologia do Brasil. Folha Pará de Minas, SE- 23--CI. Escala 1:100.000, relatório final. UFMG - CPRM, Belo Horizonte. 72p.

ROMANO, R. et al. Stabilization of the southern portion of the São Francisco craton, SE Brazil, through a long-lived period of potassic magmatism. **Precambrian Research**, v. 224, p. 143–159, 2013.

RONCATO JÚNIOR, J. G. et al. Metaturbidite-hosted gold deposits, Córrego do Sítio lineament, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, v. 45, p. 5–22, 2015.

SHARP, Z. D. et al. A re-examination of the arsenopyrite geothermometer: pressure considerations and applications to natural assemblages. **The Canadian Mineralogist**, v. 23, p. 517–534, 1985.

SIIVOLA, J.; SCHMID, R. List of mineral abbreviations. Recommendations by the IUGS Subcommission on the systematics of metamorphic rocks. 2007

SILVEIRA, V. D.; GASPAROTTO, W. Jaguar Mining. Geologic map of MTL region. Belo Horizonte, 2019. Escala 1:25:000

SIXUE, Y.; ZHERU, Z. An Interesting Element Association of Au-Sb-As-W and Its Geochemical Interpretation--A Review. **Chinese Journal of Geochemistry**, v. 17, n. 1, p. 44–48, 1998.

SUN, S-S.; MCDONOUGH, W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: SAUNDERS, A. D.; NORRY, M. J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. **Geological Society of London Special Publications**, p. 313-345. 1989.

TASSINARI, C. C. G. et al. Geochronology and thermochronology of gold mineralization in the Turmalina deposit, NE of the Quadrilátero Ferrífero Region, Brazil. **Ore Geology Reviews**, v. 67, p. 368–381, 2015.

TAYLOR, S. R.; MCLENNAN, S. M. The geochemical evolution of the continental crust. **Reviews of Geophysics**, v. 33, n. 2, p. 241–265, 1995.

TAYLOR, S. R.; MCLENNAN, S. M. The origin and evolution of the Earth's continental crust Lower crust The Archaean-Proterozoic boundary. **Journal of Australian Geology & Geophysics**, v. 17, p. 55–62, 1997.

TEIXEIRA, W. et al. A juvenile accretion episode (2.35 – 2.32 Ga) in the Mineiro belt and its role to the Minas accretionary orogeny: Zircon U – Pb – Hf and geochemical evidences. **Precambrian Research**, v. 256, p. 148–169, 2015.

TEIXEIRA, W., OLIVEIRA, E.P. e MARQUES, L.S. 2017. Nature and Evolution of the Archean Crust of the São Francisco Craton. In: Heilbron, M., Cordani, U.G. e Alkmim, F.F. (Eds). São Francisco craton, Eastern Brazil – Tectonic genealogy of a miniature continent, p. 29-56.

TROFIMOV, J.; CAS, R. A. F.; DAVIS, B. K. An Archaean submarine volcanic debris avalanche deposit, Yilgarn Craton, western Australia, with komatiite, basalt and dacite megablocks: The product of dome collapse. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 138, p. 111–126, 2004.

UHLEIN, A. & NOCE, C. M. Quadrilátero Ferrífero. In: Y. HASUI, C. D. R. CARNEIRO; F. F. M. DE ALMEIDA; A. BARTORELLI. Geologia do Brasil. São Paulo, Beca-BALL Edições Ltda, p. 245-247. 2012.

VERMA, S. K. et al. Geochemistry of komatiites and basalts from the Rio das Velhas and Pitangui greenstone belts, São Francisco Craton, Brazil: Implications for the origin, evolution, and tectonic setting. **LITHOS**, v. 284–285, p. 560–577, 2017.

VIAL, D. S. et al. The geology of the Morro Velho gold deposit in the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. **Ore Geology Reviews**, v. 32, p. 511–542, 2007.

VIAL, D. S.; ABREU, G. C.; SCHUBERT, G. Smaller gold deposits in the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. **Ore Geology Reviews**, v. 32, p. 651–673, 2007.

XIA, L.; LI, X. Basalt geochemistry as a diagnostic indicator of tectonic setting. **Gondwana Research**, v. 65, p. 43–67, 2019.

XU, W. et al. Source and petrogenesis of Paleoproterozoic meta-mafic rocks intruding into the North Liaohe Group: Implications for back-arc extension prior to the formation of the Jiao-Liao-Ji Belt, North China Craton. **Precambrian Research**, v. 307, n. January, p. 66–81, 2018.

ZALÁN, P.V. & SILVA, P. C. R.. Bacia do São Francisco. In: Y. HASUI, C. D. R. CARNEIRO; F. F. M. DE ALMEIDA; A. BARTORELLI. Geologia do Brasil. São Paulo, Beca-BALL Edições Ltda, p. 245-247. 2012.

8 – APÊNDICES

Apêndice A: Numeração, coordenadas, cota, azimuth, dip e comprimento dos furos de sondagem descritos

Furo	Coord. UTM X	Coord. UTM Y	Cota (m)	Azimuth	Dip	Comprimento
PTL041	510404.80	7820134.86	677.68	250.00	-55.00	71.70
PTL042	510415.32	7820151.43	680.72	250.00	-50.00	64.50
PTL047	510432.45	7820159.44	683.97	250.00	-55.00	86.95
PTL062	510785.49	7819788.11	646.30	290.00	-75.00	170.95
PTL063	510777.42	7819773.10	645.57	290.00	-74.70	200.95
PTL065	510833.39	7819787.76	645.91	290.00	-79.90	268.10

Apêndice B: Amostras selecionadas para confecção de lâminas delgadas

Furo	Profundidade (m)	Litotipo
PTL062	57,78	Meta-aglomerado vulcânico
PTL063	26,90	Meta-aglomerado vulcânico
PTL063	187,00	Meta-aglomerado vulcânico
PTL065	29,30	Metatufo
PTL065	64,35	Meta-aglomerado vulcânico
PTL065	69,70	Meta-aglomerado vulcânico
PTL065	75,65	Meta-aglomerado vulcânico
PTL065	94,25	Meta-aglomerado vulcânico
PTL065	207,65	Meta-aglomerado vulcânico
PTL065	215,05	Meta-aglomerado vulcânico

Apêndice C: Amostras seleccionadas para a confecção de seções polidas

Furo	Profundidade (m)	Teor
PTL062	116,7	7.42 g/T
PTL065	165,9	8.26 g/T
PTL065	167,5A	11.9 g/T
PTL065	167,5B	11.9 g/T

Apêndice D: Abreviações de nomes dos minerais segundo recomendações do IUGS

Mineral	Abreviação
Antimônio nativo*	Sb
Arsenopirita	Apy
Berthierita*	Ber
Biotita	Bt
Carbonato	Cb
Clorita	Chl
Ilmenita	Ilm
Jamesonita*	Jms
Ouro nativo*	Au
Pirita	Py
Pirrotita	Po
Plagioclásio	Pl
Quartzo	Qtz
Sericita	Ser
Ullmanita*	Ull
* Não referenciados em Siivola e Schmid (2007)	

Apêndice E: Resultados das análises químicas das rochas encaixantes do depósito Pontal

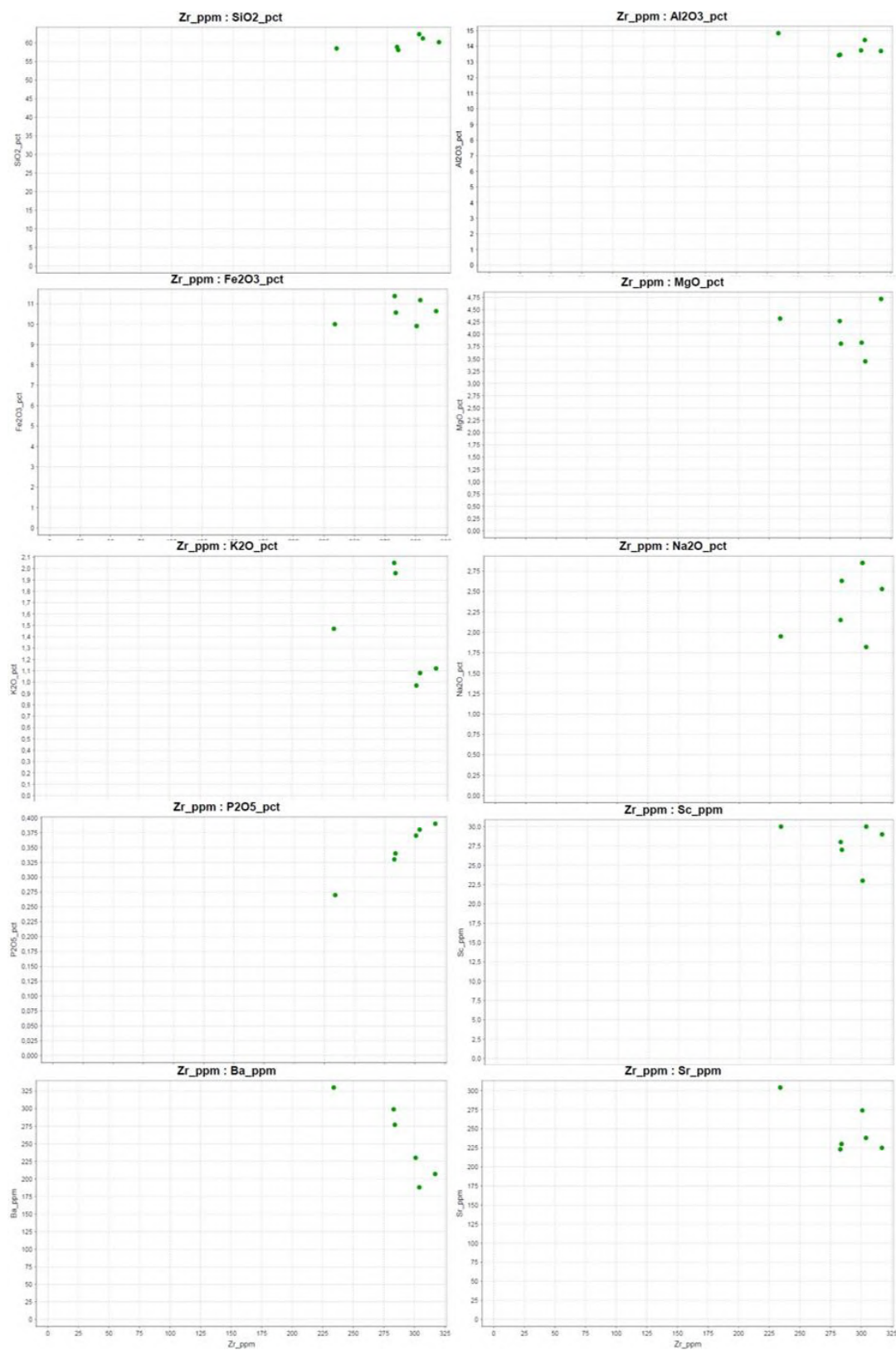
Elemento	PTL065 065 29.45	PTL065 065 33.43	PTL065 065 43.70	PTL041 041 68.85	PTL047 047 64.40	PTL047 047 86.60
SiO ₂ (%)	58.1	58.9	60.2	58.52	61.22	62.35
Al ₂ O ₃ (%)	13.46	13.43	13.7	14.84	14.4	13.74
Fe ₂ O ₃ (%)	10.57	11.38	10.64	10	11.18	9.91
MgO (%)	3.81	4.27	4.72	4.32	3.45	3.83
CaO (%)	2.96	2.58	2.62	3.31	2.54	2.18
Na ₂ O (%)	2.63	2.15	2.53	1.95	1.82	2.85
K ₂ O (%)	1.96	2.05	1.12	1.47	1.08	0.97
TiO ₂ (%)	1.58	1.58	1.68	1.45	1.76	1.6
P ₂ O ₅ (%)	0.34	0.33	0.39	0.27	0.38	0.37
MnO (%)	0.12	0.14	0.13	0.13	0.15	0.13
LOI	3.12	2.9	2.91	3.49	2.79	2.42
Ba (ppm)	277	299	207	330	188	230
Cs (ppm)	20.5	22.2	14.6	25.8	16.35	21.9
Rb (ppm)	60.2	65.1	34.3	58.3	33.8	40.1
Sr (ppm)	230	223	225	304	238	274
Th (ppm)	3.59	3.54	4.29	3.56	3.52	3.95
U (ppm)	1	1.03	1.1	1.13	1.09	1.12
Zr (ppm)	284	283	317	234	304	301
Hf (ppm)	7.7	7.4	7.7	6.2	7.6	7.8
Ta (ppm)	0.8	0.8	1.1	0.8	0.9	1
Y (ppm)	55.6	52.4	62.1	44.6	61	57.9
Nb (ppm)	12.9	12.6	18.9	11	13.3	12.8
La (ppm)	21.1	19.6	31	19.1	22.4	24.5
Ce (ppm)	50.3	46.5	71.8	43.2	53.5	57.5
Pr (ppm)	6.69	6.47	9.52	5.55	7.06	7.69
Nd (ppm)	30.3	28.6	41	24.7	32.4	34.7
Sm (ppm)	7.23	7.34	9.21	5.96	8.72	8.3
Eu (ppm)	2.15	2.12	2.66	1.97	2.54	2.51
Gd (ppm)	9.23	9.3	11.2	8.25	10.1	9.72
Tb (ppm)	1.49	1.43	1.59	1.31	1.77	1.67
Dy (ppm)	9.97	9.38	11.4	8.13	10.65	9.47
Ho (ppm)	2.04	1.88	2.23	1.75	2.18	2.1
Er (ppm)	5.79	5.7	6.82	5.04	7.07	6.2
Tm (ppm)	0.86	0.86	0.99	0.77	0.98	0.95
Yb (ppm)	5.34	5.3	6.31	5.22	6.57	6.15
Lu (ppm)	0.85	0.83	0.92	0.69	0.91	0.89

Apêndice F: Resultados de análises químicas da zona mineralizada -
<https://drive.google.com/open?id=11AWS8MIPBYVH5VWZKjHifPTaXko34AeUfEzHE5GK5Mw>

Apêndice G: Resultados das análises de EDS de arsenopiritas

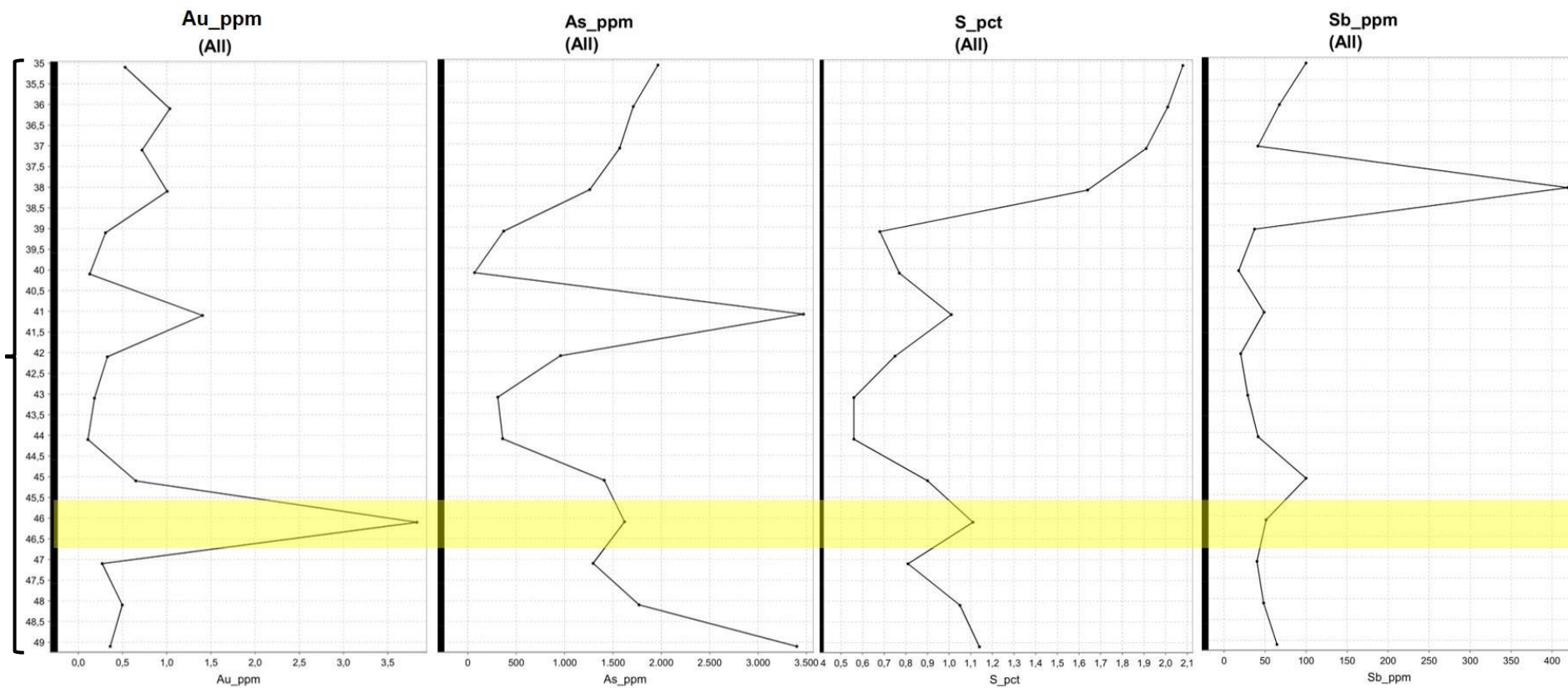
Análise	As (%)	S (%)	Fe (%)	Sb (%)	Co (%)	Ni (%)	Total de impurezas	%at As
PTL065-167,5A_3	45.2	17.8	35.8	0.4	0.0	0.0	0.4	33.9
PTL065-167,5A_5	45.9	18.3	35.8	0.0	0.0	0.0	0.0	33.5
PTL065-167,5A_6	46.8	19.3	33.9	0.0	0.0	0.0	0.0	34.0
PTL065-167,5A_11	44.9	19.1	36.0	0.0	0.0	0.0	0.0	32.6
PTL065-167,5A_12	46.9	17.4	35.5	0.1	0.0	0.0	0.1	34.6
PTL065-167,5A_15	46.0	19.6	33.6	0.3	0.3	0.3	0.9	33.4
PTL065-167,5A_20	45.0	19.8	35.2	0.0	0.0	0.0	0.0	32.5
PTL065-167,5A_23	45.9	20.0	33.8	0.1	0.2	0.0	0.3	33.2
PTL065-167,5A_24	47.9	18.9	32.8	0.2	0.1	0.0	0.3	35.1
PTL065-167,5A_25	45.3	20.0	33.8	0.5	0.1	0.2	0.8	32.8
PTL065-165,9B_3	46.1	21.0	32.7	0.0	0.2	0.0	0.2	33.1
PTL065-165,9B_4	45.0	19.9	34.2	0.0	0.0	0.9	0.9	32.5
PTL065-165,9B_5	46.6	20.2	33.2	0.0	0.0	0.0	0.0	33.7
PTL065-165,9B_6	45.9	20.2	33.6	0.0	0.3	0.0	0.3	33.1
PTL065-165,9B_7	46.0	20.4	33.0	0.2	0.4	0.0	0.6	33.2
PTL065-165,9B_13	45.5	20.8	33.3	0.2	0.3	0.0	0.5	32.7
PTL065-165,9B_15	45.2	18.8	36.0	0.0	0.0	0.0	0.0	32.9

Apêndice H: Diagramas de dispersão elemento x elemento

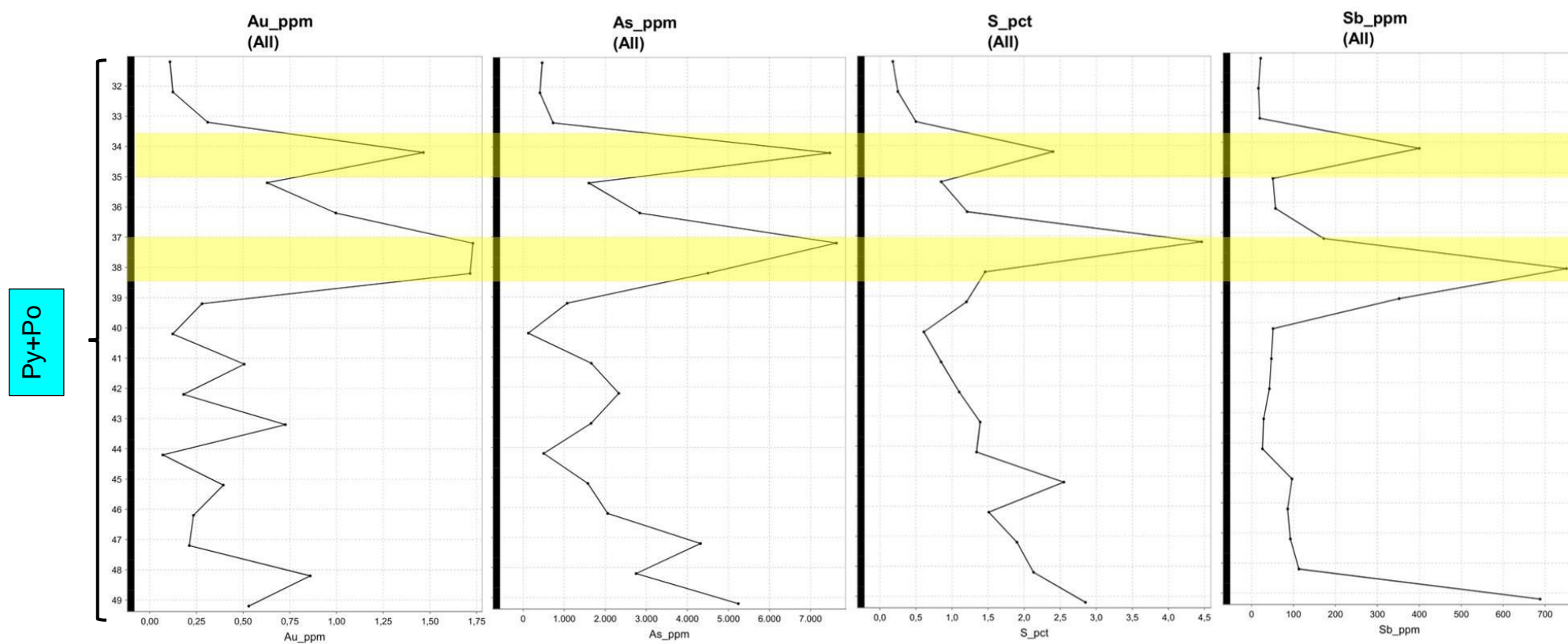


Apêndice I: Perfil de variação de ouro, As, S e Sb ao longo do furo PTL041. Faixas amarelas representam os maiores teores de ouro. As associações de sulfetos principais estão plotadas ao lado dos intervalos

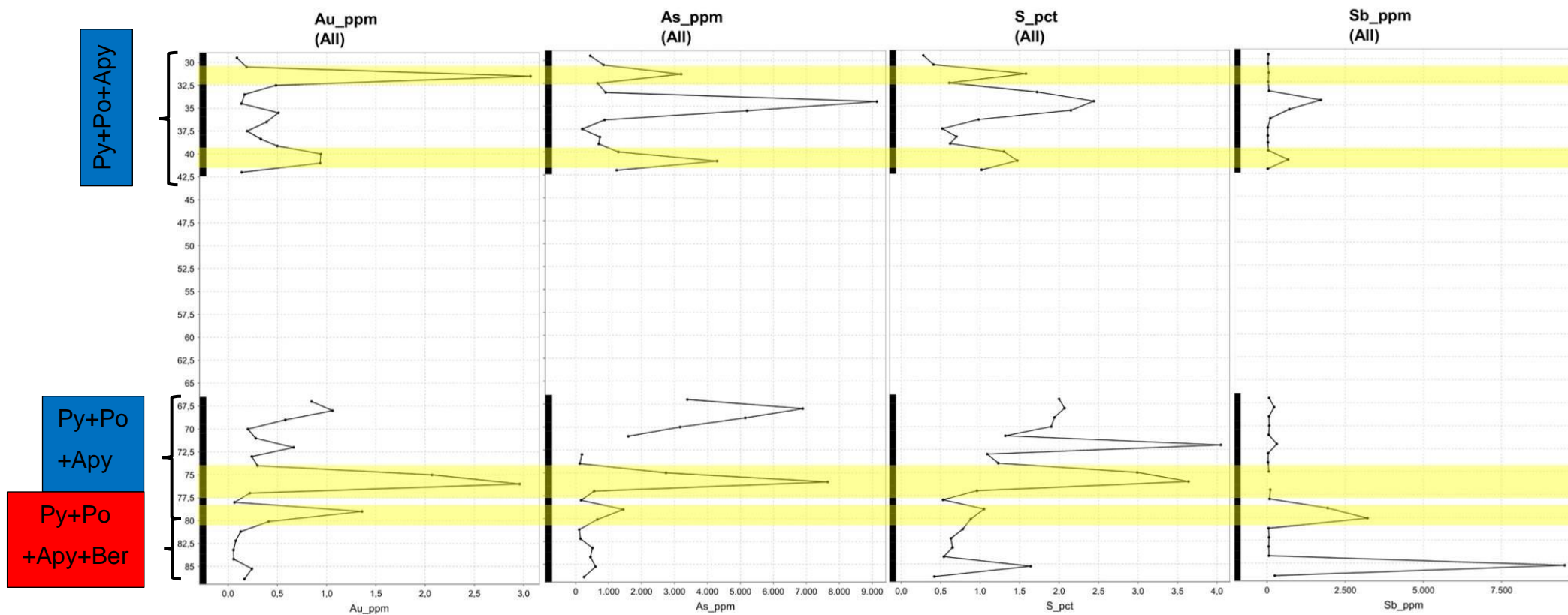
Py+Po+Apy



Apêndice I (continuação): Perfil de variação de ouro, As, S e Sb ao longo do furo PTL042. Faixas amarelas representam os maiores teores de ouro. As associações de sulfetos principais estão plotadas ao lado dos intervalos



Apêndice I (continuação): Perfil de variação de ouro, As, S e Sb ao longo do furo PTL047. Faixas amarelas representam os maiores teores de ouro. As associações de sulfetos principais estão plotadas ao lado dos intervalos



Apêndice I (continuação): Perfil de variação de ouro, As, S e Sb ao longo do furo PTL062. Faixas amarelas representam os maiores teores de ouro. As associações de sulfetos principais estão plotadas ao lado dos intervalos

